Über die
räumliche und zeitliche Verteilung des Wärmegehalts der unteren Luftschicht.

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER DOKTORWÜRDE

GENEHMIGT

VON DER PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT

DER

FRIEDRICH-WILHELMS-UNIVERSITÄT

ZU BERLIN.

Von

Walter Knoche

aus Berlin.

Tag der Promotion: 28. April 1906.

Referenten:

Herr Professor Dr. **Wilhelm v. Bezold.**

Herr Professor Dr. **Ferdinand v. Richthofen** (†).

Universitäts-Buchdruckerei von Gustav Schade (Otto Francke), Berlin N., Linienstr. 158.

Ueber die räumliche und zeitliche Verteilung des Wärmegehalts der unteren Luftschicht.

Von **Walter Knoche.**

Einleitung.

Während wir seit langem ausführlich über die Temperaturverteilung in der untersten Luftschicht als auch in der Vertikalen unterrichtet sind, und erstere insbesondere seit A. v. Humboldt wiederholt durch Isothermen zur Darstellung gebracht wurde, mangelte es hingegen fast vollständig an einer Betrachtung der wahren Wärmeverhältnisse der Erdoberfläche. — Herr v. Bezold allein hat zu wiederholten Malen dringlich darauf hingewiesen,*) welch ein durchgreifender Unterschied zwischen Lufttemperatur und Luftwärme besteht, und hat auch als erster den Weg gezeigt, nach dem dieser neue thermodynamisch und klimatisch so außerordentlich wichtige Begriff rechnerisch zu behandeln ist.**) Auf Rat Herrn v. Bezolds habe ich das eben erwähnte Thema nach verschiedenen Richtungen weiter betrachtet, mich dabei aber auf den Wärmegehalt der untersten Luftschicht beschränkt. Ein großer Vorteil nun war es für mich, daß ich einige recht mühevoll zusammengestellte Tabellen des verstorbenen Herrn cand. phil. Runge, der eine ähnliche Untersuchung vorhatte, mitbenutzen konnte.

* * *

Der Laie ist gern geneigt, die Temperaturverteilung auch als einen Ausdruck der Wärmeverteilung aufzufassen, und selbst in wissenschaftlichen Abhandlungen herrschte eine erstaunliche Lässigkeit in der Wahl der Begriffe Temperatur und Wärme. Man vergißt, daß die Temperatur für uns nur der Ausdruck der freien, also fühlbaren Wärme ist; aber neben dieser ist, insbesondere im Wasserdampf, ein ansehnlicher Vorrat an latenter Wärme vorhanden, die unter bestimmten Verhältnissen als freie in Erscheinung treten kann. Es ist also ohne weiteres klar, daß, gleiche Temperaturen vorausgesetzt, feuchte Luft wärmer ist als trockene, und daß eigentlich die uns so unangenehme schwüle Luft auch in thermodynamischem Sinne als besonders warm zu bezeichnen ist. Wollen wir also die Temperaturverteilung auch weiterhin als Ausdruck der Wärmeverteilung betrachten, was in Bezug auf Anschauung vielleicht von Vorteil ist, so müssen wir uns die gesamte latente Wärme in freie verwandelt denken, das heißt, zu der tatsächlichen Temperatur käme ein aus der latenten Wärme herrührender Temperaturzuwachs. Diese höhere Temperatur wollen wir nach Herrn v. Bezold als „äquivalente Temperatur" bezeichnen. Im folgenden soll kurz ihre Herleitung gegeben werden.

Wollte man in der Untersuchung des Wärmegehaltes der Luft einen bequemeren Weg einschlagen, so wäre es praktisch, als Einheit die Gewichtseinheit, etwa 1 kg Luft, zu wählen, also auch die spezifische Feuchtigkeit, den Wasserdampfgehalt in gr pro kg Luft, in Rechnung zu ziehen, wie dies Herr Professor Schubert***) getan hat. Weil aber 1 kg Luft unter den verschiedenen Verhältnissen der Temperatur und des Luftdrucks ein außerordenlich wechselndes Volumen darstellt, und da die äquivalente Temperatur neben dem thermodynamischen Interesse auch ein entsprechendes physiologisches beansprucht, das organische Leben sich aber im Raume vollzieht, so ist der Volumeneinheit unbedingt der Vorzug zu geben. Als Einheit wurde das Kubikmeter gewählt.

*) Wissenschaftliche Luftfahrten 1900, Bd. III, S. 310.

**) Eine weitere Abhandlung Herrn v. Bezolds über Luftwärme und Lufttemperatur wird demnächst erscheinen.

***) Prof. E. Schubert: Der Wärmeaustausch im festen Erdboden, in Gewässern und in der Atmosphäre. Nach ihm ist die äquivalente Temperatur angenähert $t = 2.5\,y$, wo y die spez. Feuchtigkeit bedeutet.

Die Herleitung der äquivalenten Temperatur und ihr Zusammenhang mit dem Wärmemaß.

Denkt man sich den Wassergehalt der Atmosphäre pro Kubikmeter bei der herrschenden Lufttemperatur t kondensiert und dann die in einem Kubikmeter enthaltene Luftmasse mitsamt dem jetzt flüssigen Wasser (welches auch die Temperatur der Luft hat) auf 0° abgekühlt, so muß eine Wärmemenge entzogen werden, die sich aus drei Teilkomponenten zusammensetzt, deren Herkunft im Folgenden dargelegt sei.

1) In dem Wasserdampfe der Luft ist diejenige Wärmemenge latent vorhanden, welche nötig war, um das Wasser aus dem flüssigen in den dampfförmigen Agregatzustand überzuführen. Diese Wärmemenge ist, wie Regnault gezeigt hat, eine Funktion der Temperatur, insofern, als die zum Verdampfen gleicher Wassermassen erforderlichen Wärmemengen um so kleiner sind, je höher die Temperaturen liegen, bei denen die Verdampfung stattfindet. Wird nun eine Wassermasse bei $t°$ verdampft, und der Dampf bei eben dieser Temperatur t hernach wieder kondensiert, so wird die zum Verdampfen erforderlich gewesene, an den Dampf gebundene Wärmemenge wieder frei. Diese Wärmemenge nun, welche die auf $t°$ erwärmte Flüssigkeit in gesättigten Dampf verwandelt, nennt man die totale Verdampfungswärme. Sie ist von Regnault in einer empirischen Formel angegeben

$$r = 606.5 - 0.695\, t.$$

Diese Wärmemenge in gr—Kal. würde also für jedes gr des im Kubikmeter enthaltenen kondensierten Wasserdampfes frei werden. Da dem Dunstdruck e mm ein Wasserdampfgehalt von f Grammen pro Kubikmeter entspricht, so würde einer Kondensation dieser f Gramme Wasserdampf bei der herrschenden Lufttemperatur t eine Wärmeabgabe von

$$(606.5 - 0.695\, t)\, f \text{ gr} - \text{Kal.} \qquad \text{oder} \qquad \frac{(606.5 - 0.695\, t)\, f}{1000} \text{ kg—Kal.}$$

entsprechen.

2) Die hier beschriebenen Vorgänge finden bei der Temperatur t statt. Legt man nun allen Betrachtungen die Temperatur 0° zu Grunde, d. h. sucht man fürs erste die Wärmemenge zu ermitteln, welche das in einem Kubikmeter Luft enthaltene Kondensationswasser bei der Abkühlung auf 0° abgibt, so ist folgende Erwägung zweckmäßig: Da die spezifische Wärme des Wassers = 1 ist, (Volumenkapazität = Gewichtskapazität = 1) sind zur Erwärmung von f Grammen Wasser um t . t Kal. nötig. $f . t$ nennt man die Flüssigkeitswärme, und diese bedeutet jene Wärmemenge, welche erforderlich ist, um f gr Wasser von 0° zur Verdampfungstemperatur t zu erwärmen. Aber auch umgekehrt gibt eine Wassermasse von f gr und $t°$ Temperatur $f . t$ gr — Kal. ab, wenn sie auf 0° abgekühlt wird. $f . t$ ist mithin auch die Wärmemenge, welche bei der Abkühlung der f gr Kondensationswasser frei wird.

Die Summe der totalen Verdampfungswärme und der Flüssigkeitswärme nennt man nach Regnault Gesamtwärme des Dampfes und versteht also darunter die ganze Wärmemenge, welche nötig ist, um 1 gr Wasser von 0° bei konstantem Druck in Dampf von der Temperatur t zu verwandeln.

$$\lambda_t = 606.5 + 0.305\, t; \quad \text{für } f \text{ Gramm also: } f . \lambda_t = (606.5 + 0.305\, t) . f \text{ gr} - \text{Kal.}$$

3) Neben diesen beiden Wärmemengen, deren Herkunft an das Vorhandensein des Wassers geknüpft ist, kommt noch eine dritte Wärmequelle in Frage, welche von der Abkühlung der Luftmasse selbst herrührt. Die spezifische Wärme der Luft bei konstantem Druck ist 0.2375. Weil nun die Luftmasse im Kubikmeter bei $t°$ und b mm Barometerstand

$$\varrho_{b.t} = \varrho_0 \frac{b . a}{b_0 (a + t)} \qquad \begin{matrix} (\varrho_0 = 1.293) \\ (a = 273) \end{matrix}$$

beträgt, wobei ϱ_0 auf 0° und b_0 auf 760 mm bezogen ist, werden bei der Abkühlung dieser Luftmasse von $t°$ auf 0° frei:

$$\frac{\varrho_0 . b . a}{b_0 . (a + t)} \cdot 0.2375 . t \text{ kg—Kal.}$$

Im ganzen werden also bei der Abkühlung eines Kubikmeters Luft mitsamt dem in ihm enthaltenen Wasser folgende kg—Kal. frei, wobei $\lambda_t = 606.5 + 0.305\, t$ die Gesamtwärme des Dampfes bei $t°$ bedeutet. Für Q_1 = latenten Wärmegehalt und Q_2 = freien Wärmegehalt ist (nach Herrn v. Bezold):

$$Q = Q_1 + Q_2 = \frac{\varrho_0 . b . a . 0.2375 . t}{b_0 (a + t)} + \frac{f . \lambda_t}{1000} \text{ kg—Kal.}$$

Gehen wir zur Berechnung der äquivalenten Temperatur über, so ist diese diejenige Temperatur, welche ein Kubikmeter trockener Luft von 0° und Normaldruck annimmt, wenn ihm die ganze Wärmemenge Q mitgeteilt wird. Die äquivalente Temperatur wollen wir mit $Ae\,T.$ bezeichnen.

Die Lufttemperatur t rührt von dem freien Wärmegehalt Q_2 her. Der Temperaturzuwachs, welcher von der latenten Wärmemenge $Q_1 = \frac{\lambda_t \cdot f}{1000}$ herrührt, werde mit Δt bezeichnet.

$$0.2375\,\text{kg—Kal. erwärmen} \quad 1\,\text{kg} \quad \text{Luft um } 1°$$

$$\frac{\lambda_t \cdot f}{1000}\,\text{kg—Kal. erwärmen} \quad \frac{\varrho_0 \cdot a \cdot b}{(a+t)\,b_0}\,\text{Luft um } \Delta t°$$

$$\Delta t = \frac{\lambda_t \cdot f}{0.2375 \cdot 1000 \cdot \frac{\varrho_0 \cdot a \cdot b}{(a+t) \cdot b_0}}$$

$$log\,\Delta t = log\,f + log\,\lambda_t - log\,0.2375 - log\,1000 - log\,\varrho_0 \frac{a}{a+t} + log\,b_0 - log\,b$$

$$log\,\Delta t = log\,f + log\,\lambda_t + log\,b_0 - \left(log\,1.293\,\frac{273}{273+t} + log\,1000\right) - (log\,b + log\,0.2375)$$

Die zur logarithmischen Berechnung der Temperaturzunahme angelegten drei Tabellen*) liefern nun folgende Ausdrücke:

Tabelle I gibt den Logarithmus des Wasserdampfgehaltes f der Luft (in gr pro kbm), welcher dem Wasserdampfdruck e mm entspricht, nämlich $log\,f$.

Tabelle II liefert die Summe des Logarithmus der ganzen Verdampfungswärme und des Logarithmus des Normalbarometerstandes b_0 vermindert um die Summe des Logarithmus der im kbm bei b_0 mm und $t°$ enthaltenen Luftmasse und des Logarithmus von 1000, also den Ausdruck

$$(log\,\lambda_t + log\,b_0) - \left(log\,\varrho_0 \frac{a}{a+t} + log\,1000\right)$$

Tabelle III gibt den Ausdruck

$$log\,b + log\,0.2375$$

Wir haben also für die äquivalente Temperatur die Formel

$$Ae\,T. = t + \Delta t = t + \frac{f \cdot (606.5 + 0.305 \cdot t) \cdot (273+t) \cdot 760}{0.2375 \cdot 1000 \cdot 1.293 \cdot 273 \cdot b}$$

Die äquivalente Temperatur ist hiernach eine Funktion der Temperatur t, des Wasserdampfgehalts f, resp. der Dampfspannung e und des Luftdrucks b.

Die äquivalente Temperatur nimmt zu mit der Temperatur und der aus der latenten Wärme herrührenden Temperaturzunahme Δt. Betrachten wir hier die Tabelle 1a, die uns für $t = -10°$ bis 30° den Temperaturzuwachs und damit die äquivalenten Temperaturen unter der Bedingung der Maximalspannung bei der betreffenden Lufttemperatur und bei normalem Druck zeigen. Bei sehr tiefen Temperaturen ist die äquivalente Temperatur bei der willkürlichen Annahme des Nullpunktes und der Skala nach Celsius nur wenig höher als die herrschende, bei −30° z. B. $\Delta t = 0.7$ ($f = 0.4$), $Ae\,T. = -29.3$; bei −9° bis −10° entspricht der äquivalenten Temperatur schon eine Temperatur der trockenen Luft von doppelter Höhe, bei −6° wird sie 0°, bei −3° bis −4° erreicht die äquivalente Temperatur ungefähr dieselbe Höhe mit positiven Vorzeichen. Wasserdampf gesättigte Luft von 0° wird trockener Luft von ungefähr 10° entsprechen. Trockene Luft ist nach Kondensation des Wasserdampfes bei −1° etwa zehn-, bei 2° etwa sechsmal so hoch wie die Temperatur bei Sättigung (nach der Celsius-Skala); bei 3° haben wir eine fünfmal, bei 5° eine viermal, bei 9° eine dreimal so hohe Temperatur. Auch weiterhin bei noch höheren Temperaturen (wenigstens bis 30°) wird das Verhältnis der äquivalenten Temperatur zur Lufttemperatur ungefähr charakterisiert durch die Beziehung

$$Ae\,T. = 3 \cdot t \qquad \text{oder} \qquad Ae\,T. = 3 \cdot (t-1).$$

*) Siehe Rechnungstabellen am Schlusse der Abhandlung.

Tabelle 1a.

t	Δt	$Ae\,T.$	t	Δt	$Ae\,T.$	t	Δt	$Ae\,T.$
—10	4.4	—5.6	4	13.1	17.1	18	32.5	50.5
— 9	4.8	—4.2	5	14.2	19.2	19	34.4	53.4
— 8	5.2	—2.8	6	15.3	21.3	20	36.5	56.5
— 7	5.8	—1.2	7	16.3	23.3	21	38.7	59.7
— 6	6.1	0.1	8	17.2	25.2	22	41.0	63.0
— 5	6.9	1.9	9	18.5	27.5	23	43.6	66.6
— 4	7.5	3.5	10	19.7	29.7	24	46.1	70.1
— 3	8.1	5.1	11	21.0	32.0	25	48.9	73.9
— 2	8.7	6.7	12	22.5	34.5	26	51.9	77.9
— 1	9.6	8.6	13	23.9	36.3	27	54.7	81.7
0	10.2	10.2	14	25.4	39.4	28	57.0	85.0
1	10.9	11.9	15	26.9	41.9	29	59.5	88.5
2	11.7	13.7	16	28.9	44.9	30	62.2	92.2
3	12.5	15.5	17	30.5	47.5			

Aus alledem ersieht man, daß der Temperaturzuwachs Δt von höchster Bedeutung für die äquivalente Temperatur ist; wir wollen hier den Einfluß der einzelnen Faktoren noch kurz betrachten. Dies sind der Wasserdampfgehalt f, die Lufttemperatur t und der Luftdruck b. Steigt f und t und fällt b, so wird Δt größer, wird f und t kleiner und steigt b, so nimmt Δt ab. Dabei ist aber zu beachten, daß die Größen b und t gegenüber f sehr wenig ins Gewicht fallen, wenn wir, wie hier, nur die Wärmeverhältnisse der der Erdoberfläche aufliegenden Luftschicht betrachten, wo die Schwankungen des Luftdrucks in gewissen Grenzen bleiben. Ist $b = 760$ mm so wird der Faktor $\frac{b_o}{b} = 1$. Nehmen wir als Extreme b zuerst $= 740$ mm und dann $= 780$ mm, so wird der Faktor $\frac{b_o}{b}$ einmal 0.97, das andere Mal 1.093. Die Werte können also infolge des Luftdruckes im äußersten Falle nur um etwa 3% vergrößert oder verkleinert werden; es würden z. B. 30° bei Normaldruck auf 29.1° bei 780 mm sinken. — Der Einfluß der Temperatur ist ein doppelter. Es ist erstens die Gesamtwärme t davon abhängig, ferner haben wir den Faktor $\frac{a}{a+t}$ zu berücksichtigen. Der Einfluß auf λ_t ist äußerst gering. Nehmen wir auch hier wieder extreme Fälle an, etwa —30° und 30°, so kann die Gesamtwärme λ_t (= 606.5 bei 0°) zwischen 597.4 und 615.6 schwanken. Werden obige Temperaturen vorausgesetzt, so könnten also Aenderungen des Wertes um $1^1/_2$% eintreten. Dieser Einfluß der Temperatur auf die Gesamtwärme ist also noch um die Hälfte geringer als der schon sehr wenig in Betracht zu ziehende des Luftdrucks. Ein etwas größeres Gewicht wird dem Faktor $\frac{a}{a+t}$ (= 1 für $t = 0°$) zukommen, für den wir obige Extremwerte belassen wollen; wir finden für —30° den Wert 1.12, für 30° 0.89. Es können in diesem Falle Aenderungen bis zu 11 und 12% nach der negativen wie positiven Richtung eintreten. Der doppelte Einfluß der Temperatur kann daher insgesamt Aenderungen von $12^1/_2$ bis $13^1/_2$% der Werte bei Normaltemperatur bedingen, z. B. ist $\Delta t = 10°$ bei $t = 0°$, $\Delta t = 11.2°$ bei $t = 30°$. Letzterer Fall wäre aber praktisch sehr unwahrscheinlich, und die Aenderungen des Temperaturzuwachses werden sich in geringeren Grenzen halten. Wie wir sahen und noch weiterhin sehen werden, werden für die extrem negativen Temperaturen die absoluten Werte von Δt außerordentlich gering; es kommt daher wirklich die Beeinflussung durch Temperatur und Luftdruck nach dieser Seite hin garnicht in Betracht, dieselben bleiben also nur für die positiven (extremeren) Fälle in vollem Umfange bestehen.

Als der den Temperaturzuwachs hauptsächlich beeinflussende Faktor bleibt der Wasserdampfgehalt f in gr pro kbm übrig, und da jedem Werte f ein bestimmter (wenig abweichender) Wert e entspricht, der Dampfdruck. Da diesem der Temperaturzuwachs proportional ist, ist es nicht erstaunlich, daß (Fig. 1) der Verlauf von Δt (bei Normaldruck, für die Temperaturen —10° bis 30° bei Sättigung) der Kurve des Dampfdrucks außerordentlich ähnlich scheint; der Einfluß der Temperatur wird, insbesondere bei ihren höheren Werten, der Kurve eine etwas ausgeprägtere Steilheit geben, die dem Auge aber wohl kaum auffällt. — Für $b = 760$ mm und $t = 0°$ wird $t = f$. Konst, wo Konst = 2*) ist. Es würde also $t = 2f$ einen angenäherten Wert des Temperaturzuwachses darstellen; danach ebenso

$$Ae\,T. = t + 2\,.\,f$$

*) Genau: Konst = 1.97.

Diese einfache Form ist für die weitere Diskussion recht bequem und geeignet. Sind die Temperaturen sehr niedrig, so ist auch der Temperaturzuwachs verschwindend, da in diesem Falle die Luft fast keinen Wasserdampf enthalten kann. Bei den niedrigsten Temperaturen, die auf der Erde vorkommen, etwa Temperaturen unter —45°, wo der Dampfgehalt selbst bei Sättigung nur 0.1 gr im Kubikmeter beträgt, ist die äquivalente Temperatur praktisch der Temperatur gleich. Erst wenn die Temperatur auf —30° gestiegen ist, wird Δt ungefähr = 1°, da der Wasserdampf dann schon 0.5 gr im kbm erreicht. Die weitere Zunahme von t wird man am besten in der graphischen Darstellung erkennen. Während die Temperaturen nach gleichen Differenzen fortschreiten, nimmt der Dampfdruck und damit t zuerst langsam, dann immer schneller zu. Der Uebergang vom langsamen Ansteigen zum schnellen liegt bei etwa 8°. Dieser Verlauf von Δt prägt sich auch in der Kurve der äquivalenten Temperatur (Fig. 1) aus, die unter dem Einfluß der Lufttemperatur zwar steiler aufsteigt als Δt, von etwa 8° aber einen fast linearen emporstrebenden Verlauf annimmt. Die äquivalente Temperatur wächst also von vornherein mit der Lufttemperatur sehr rasch, um so rascher, je höher die Lufttemperatur (und mit ihr der Dampfgehalt) wird.

Da uns die äquivalente Temperatur einen Ueberblick über die Wärmeverhältnisse verschaffen soll, so wird es von Nutzen sein, die einfache Beziehung zwischen dem üblichen Wärmemaß in Kal./kbm und der äquivalenten Temperatur zu geben. Bezeichnen wir (s. S. 3) in dem Ausdruck

$$\Delta t = \frac{\lambda_t \cdot f}{1000} \cdot \frac{1}{0.2375 \cdot \varrho_0 \cdot \frac{a}{a+t} \cdot \frac{b}{b_0}}$$

den Nenner des zweiten Faktors mit u, so folgt

$$Ae\,T. = t + \Delta t = t + \frac{\lambda_t \cdot f}{1000} \cdot \frac{1}{u}$$

andererseits erhält man für die Gesamtwärme entsprechend (s. S. 2) $Q = Q_1 + Q_2 = t \,.\, u + \frac{\lambda_t \cdot f}{1000}$.

Daher dann

$$\left(t + \frac{\lambda_t \cdot f}{1000} \cdot \frac{1}{u}\right) u = t \,.\, u + \frac{\lambda_t \cdot f}{1000} \qquad \text{oder} \qquad (t + \Delta t) \,.\, u = t \,.\, u + \frac{\lambda_t \cdot f}{1000}, \qquad Ae\,T. \,.\, u = Q.$$

Setzen wir Normaldruck voraus, so wird der Faktor $\frac{b}{b_0} = 1$.

Es wird

$$\frac{0.307 \,.\, 1.293 \,.\, a}{a+t} = \frac{83.81}{273+t}.$$

Es ist also der Wärmegehalt

$$Q = Ae\,T. \cdot \frac{83.81}{273+t} \text{ kg Kal.}$$

Man kann also nach dieser Formel für jeden Wert der äquivalenten Temperatur den zugehörigen Wärmegehalt in Kal./kbm bestimmen. Dies ist geschehen in Tabelle 1b (s. auch Fig. 1).

Hieraus findet man unmittelbar zu jeder vorkommenden äquivalenten Temperatur den zugehörigen Wärmewert in kg Kal. Es ist also die äquivalente Temperatur nicht unmittelbar dem Wärmegehalt parallel. (In Fig. 1 sind zu den äquivalenten Temperaturen von je 5° sowohl der angenäherte Parallelwert als auch der wahre Wert in Kal. angegeben). Wenn wir schreiben

$$Q = Ae\,T. \,.\, \text{konst} \cdot \frac{a}{a+t}, \qquad \text{wo} \qquad \text{konst} = 0.237 \,.\, 1.293 = 0.307,$$

so sieht man, daß mit steigendem t die Wärmemenge pro Kubikmeter abnimmt. Wir haben kurz vorher den Einfluß des Gliedes $\frac{a}{a+t}$ betrachtet und gesehen, daß es nicht zu vernachlässigen ist. Dieser Einfluß ist hier sogar ein doppelter und kann zu einer Differenz von einem schon erheblichen Betrage führen. In dem vollständigen Ausdrucke der Gleichung der äquivalenten Temperatur (s. S. 3) finden wir, daß als Nenner des zweiten Gliedes $0.2375 \,.\, 1000 \,.\, 1.298 \,.\, 273 \,.\, b$ vorkommt. In der Gleichnng für den Wärmegehalt aber

Tabelle 1b.

Ae.T.	kg Kal./kbm	Ae.T.	kg Kal./kbm	Ae.T.	kg Kal./kbm	Ae.T.	kg Kal./kbm	Ae.T.	kg Kal./kbm
—10	—3.1	11	3.4	32	9.4	53	15.2	74	20.8
— 9	—2.9	12	3.7	33	9.7	54	15.5	75	21.1
— 8	—2.6	13	4.0	34	10.0	55	15.7	76	21.3
— 7	—2.2	14	4.3	35	10.3	56	16.0	77	21.6
— 6	—1.9	15	4.6	36	10.5	57	16.3	78	21.9
— 5	—1.6	16	4.9	37	10.9	58	16.6	79	22.1
— 4	—1.3	17	5.1	38	11.1	59	16.8	80	22.4
— 3	—1.0	18	5.4	39	11.4	60	17.1	81	22.6
— 2	—0.6	19	5.7	40	11.7	61	17.4	82	22.9
— 1	—0.3	20	6.0	41	11.9	62	17.6	83	23.2
0	0.0	21	6.3	42	12.2	63	17.9	84	23.4
1	0.3	22	6.6	43	12.5	64	18.2	85	23.7
2	0.6	23	6.9	44	12.7	65	18.4	86	23.9
3	0.9	24	7.2	45	12.9	66	18.7	87	24.2
4	1.3	25	7.5	46	13.3	67	19.0	88	24.4
5	1.6	26	7.8	47	13.6	68	19.3	89	24.7
6	1.9	27	8.0	48	13.9	69	19.5	90	25.0
7	2.2	28	8.3	49	14.1	70	19.8		
8	2.5	29	8.6	50	14.4	71	20.0		
9	2.8	30	8.9	51	14.7	72	20.3		
10	3.1	31	9.2	52	14.9	73	20.5		

haben wir als Faktor des ersten Gliedes $Q_1 = t \,.\, u$. Wird also u kleiner, so wird im ersten Falle die äquivalente Temperatur größer, die Wärme aber kleiner, wird u größer, so erhält Ae. T. einen höheren Wert (Δt wächst), während Q_1 abnimmt, und damit auch die Gesamtwärme $Q = Q_1 + Q_2$. Es wird also der Wärmegehalt der äquivalenten Temperatur parallel nur für $t = 0°$. Es ist dann

$$Q = 0.307 \,.\, Ae\,T. \qquad \text{oder angenähert} \qquad 3\,Q = Ae\,T.$$

Wenn man den Verlauf der äquivalenten Temperatur für den Verlauf der Wärme ansehen will, so gilt dies nur im weiteren Sinne (insbesondere für nicht zu hohe Temperaturen); es entspricht dann immer

$$1 \text{ Kal.} = 0°31 \qquad \text{oder etwa} \qquad 3 \text{ Kal.} = 1°.$$

Die klimatische Bedeutung der äquivalenten Temperatur.

Die Lufttemperatur genügt bekanntlich nicht allein, um die Gunst oder Ungunst eines Klimas zu charakterisieren. Es bedarf vielmehr vor allem noch der Angabe der Feuchtigkeit. Diese aber ist, wie wir sahen, in der äquivalenten Temperatur mit enthalten; sie bietet also im Vergleich mit der Temperatur, und was von Wichtigkeit ist, in bezug auf das Maß in gleichsinniger Weise ein gewisses Kriterium für das Klima. Wir können nicht nur aus dem Temperaturzuwachs (indem wir die Hälfte nehmen) den Dampfdruck bestimmen, sondern erhalten auch aus ihm im Vergleich zu dem Temperaturzuwachs bei Sättigung einen ähnlichen Begriff wie den des hygienisch so wichtigen Sättigungsdefizits; man kann gewissermaßen den Verlauf aller dieser Größen auf einen Blick feststellen. Es ist ohne weiteres klar, daß z. B. außerordentlich hohe äquivalente Temperaturen, wie sie natürlich nur bei hohen Lufttemperaturen vorkommen, für den Menschen, vor allem den Europäer, sehr ungünstige, für die Pflanzenwelt (tropische Urwälder!) außerordentlich günstige Bedingungen bieten. Es ist bekannt, daß in den absolut heißen Gegenden, da wo die Sonnenstrahlen senkrecht herabscheinen, den Aequatorialgegenden, keineswegs immer eine große Gefahr vorhanden ist, vom Sonnenstich getroffen zu werden. Erforderlich scheint vielmehr neben der hohen Temperatur noch ein gewisser größerer Wasserdampfgehalt der Luft (eine bedeutende Differenz Δt zwischen äquivalenter Temperatur und der Temperatur im gewöhnlichen Sinne). Es können relativ höhere Breiten (schon der subtropischen Zone), wenn sie besonders günstige Bedingungen für lokale Verdunstung bieten, eine größere Mortalität aufweisen als niedere. Ist doch der Sonnenstich z. B. auf den Inseln des Stillen Ozeans, die zum großen Teile unter dem Aequator liegen, fast unbekannt. Bevorzugt erscheinen natürlich im ungünstigen Sinne hier wie auch bei der Malaria, die warmen Gebiete, welche einen Ueberfluß an Sümpfen, Reisfeldern, Lagunen, Deltabildungen etc. haben; sie bieten den pernitiösen Mikroorganismen die günstigsten Lebensbedingungen. —

Sehr geringe Differenzen beider Temperaturen, also ein ungenügender Feuchtigkeitsgehalt der Luft, werden einem reichlichen Pflanzenwuchs hinderlich sein; sind dabei die Temperaturen im gewöhnlichen Sinne selbst sehr niedere, so haben wir den polaren Typus, sind sie hohe, den Typus der Wüsten. Wir haben hier durch die äquivalente Temperatur im Verhältnis zur Lufttemperatur eine gewisse Vergleichbarkeit zwischen Wüste und Polargebiet gegeben, nämlich die eben erwähnte geringe Differenz im Verlauf beider Temperaturen. Allgemein werden hierdurch Oedländer charakterisiert.

Der Gang der äquivalenten Temperatur, besonders im Vergleich zu der Lufttemperatur, zeigt uns gleichfalls manches, was zur Bestimmung eines Klimas dient (man vergl. die Abschnitte über den jährlichen und den täglichen Gang der äquivalenten Temperatur). Das Eintreten trockener Land- und feuchter Seewinde ist scharf präzisiert, damit der für den Europäer immerhin günstige Wechsel zwischen trockener Hitze und feuchter Kühle. Desgleichen treten die Einflüsse gewisser Witterungserscheinungen*) deutlich hervor, z. B. die den Menschen bedrückende ausdörrende Trockenheit des Föhns, der Wüstenwinde u. s. f. Es bedürfte einer weiteren Ausführung, um alle klimatischen Bedingungen aus dem Verlauf der äquivalenten Temperatur und der Lufttemperatur exakt mittelst eines ausgedehnten Beobachtungsmateriales herzuleiten. Es würde dann aber wohl möglich sein, danach ein recht getreues Bild der verschiedenen Klimata (Polar-, Wüsten-, Monsun-Klimata u. s. w.) zu erhalten.

Eine sehr hohe Bedeutung kommt der äquivalenten Temperatur aber noch besonders in thermodynamischer Hinsicht zu. Da sie uns ein Maß für den Wärmegehalt bietet, bietet sie für uns auch unmittelbar ein Maß für den Energiegehalt der Luft. Es ist anzunehmen, daß Regionen eines hohen Wärmegehalts auch die Region besonders lebhafter thermodynamischer Vorgänge sein werden, und die Vermutung Herrn v. Bezolds scheint berechtigt, daß die Zyklonen gerade die Bahnen bevorzugen, wo ein größerer Wärme- (Energie-) gehalt im Vergleich zu der Umgebung zu finden ist. Hierauf soll im folgenden, wo sich die Gelegenheit bietet, noch besonders hingewiesen werden. Zu betonen ist nochmals, daß wir die Kurven äquivalenter Temperatur unter Berücksichtigung der Gleichung S. 5 auch als Isokaloren oder Isoenergeten betrachten können.

Allgemeine Betrachtungen über das Verhalten der äquivalenten Temperatur.

Im großen und ganzen gilt der Satz, daß mit der Temperatur auch der Wasserdampfgehalt zunimmt, und da der Wasserdampf der Hauptfaktor für den Temperaturzuwachs Δt ist, so wird auch die äquivalente Temperatur mit der Temperatur ansteigen, und, wie wir schon erwähnten, bei höheren Temperaturen bedeutend rascher als bei niedrigen. Es werden, falls wir annehmen, daß bei allen Temperaturen Sättigung herrscht, und wir dann die zugehörigen äquivalenten Temperaturen berechnen, die Differenzen zwischen dieser und den tatsächlichen Temperaturen um so größer werden, je höher die tatsächlichen Temperaturen sind. Temperatur und äquivalente Temperatur divergieren stark, wenn die Temperatur bedeutend zunimmt. Während gesättigte Luft z. B. im Kubikmeter bei —5° 3.3 gr Wasser enthält, enthält Luft von 30° 30.04 gr Wasserdampf. Die entsprechenden äquivalenten Temperaturen sind also (s. auch Tabelle 1) 1°7 und 97°7, und die Differenzen äquivalente Temperatur — Lufttemperatur: 6°7 und 67°7.

Um einen einigermaßen normalen Verlauf der äquivalenten Temperaturen, analog dem eben beschriebenen, zu haben, unabhängig von lokalen Einflüssen, müssen wir uns eine mit Wasser völlig bedeckte Erdkugel vorstellen. Es wird dann natürlich die Temperatur gleichfalls vom Aequator bis zu den Polen abnehmen, der Temperaturzuwachs am Aequator aber wäre ein außerordentlich großer, während er an den Polen fast verschwinden würde. Bei einer Wasserhalbkugel würde nach Woeikoff**) am Aequator eine Temperatur von ca. 22°, am Pol eine solche von —11° herrschen. Die entsprechende Anzahl Gramm Wasser wäre, Sättigung vorausgesetzt, 19.4 gr/kbm und 1.9 gr/kbm. Wir hätten daher äquivalente Temperaturen von 33° am Aequator und —7° am Pol. Umgekehrt würde bei einer reinen Landhalbkugel, d. h. einer Erde von etwa Mondbeschaffenheit, folgen, daß, da $f = 0$ ist, also auch $\Delta t = 0$ wird, die äquivalente Temperatur gleich der tatsächlich dann herrschenden ist, nämlich ca. 45° und —32°. Während also die Differenz der Lufttemperatur auf einer Wasserkugel 33°, auf einer Landhalbkugel 77° ist, d. h. die Extreme auf letzterer mehr als doppelt so groß sind, werden die Differenzen ziemlich gleich, wenn wir die die Wärmeverhältnisse wiederspiegelnden äquivalenten Temperaturen betrachten. Der Unterschied der Extreme wird danach auf

*) S. d. letzten Abschnitt. **) Woeikoff, die Klimate der Erde, II.

der Wasserhalbkugel auf 70° steigen, während die Differenz der Landhalbkugel mit 77° bestehen bleibt. Der Gesamtwärmegehalt wäre dank der hohen latenten Wärme auf einer mit Wasser bedeckten ein weit höherer. Aehnliche, wenn auch abgeschwächte Verhältnisse herrschen in der Tat auf unserer Erde, wenn wir den Verlauf der äquivalenten Temperaturen einerseits über rein ozeanischen, andererseits über Wüstengebieten betrachten, was dann weiterhin geschehen soll.

Zunächst wollen wir uns aber einmal die Verteilung der äquivalenten Temperatur klar machen, wie sie, abgesehen von jedem Einfluß, dank der kosmischen Stellung der Erde, herrscht; es wird hierbei empfehlenswert sein, die von Arrhenius für 10°-Zonen berechneten Mittelwerte der Temperaturen und des Wasserdampfgehaltes zur Berechuung der äquivalenten Temperatur zu benutzen (s. Tabelle 2 und Fig. 2). Der Verlauf ist kaum überraschend. Die äquivalente Temperatur steigt mit der Lufttemperatur, da mit dieser auch der Wasserdampfgehalt wächst, und zwar steigen äquivalente Temperaturen um so rascher, je höher die Temperaturen werden, da ja dann die Wasserdampfanreicherung um so größer wird. Die Verhältnisse liegen hier ähnlich wie auf einer wasserbedeckten Erdkugel, nur sind sie natürlich gemildert. Temperatur und äquivalente Temperatur divergieren also gegen den Aequator, d. h. die Differenzen zwischen Temperatur und äquivalenter Temperatur werden rasch größer, je weiter man sich von den Polen entfernt. Hier wird die Differenz sehr klein; in 70° Breite ist sie $4^1/_2$°, in 50° schon 12°, in 20° Breite $23^1/_2$°, am Aequator zehnmal größer als unter 70°, nämlich $40^1/_2$°. Da die Mitteltemperatur der Zone 10°—20° N (25°4) höher ist

Tabelle 2.

Nordhalbkugel.							Südhalbkugel.					
70°-60°	60°–50°	50°–40°	40°–30°	30°–20°	20°–10°	10°-0°	60°–50°	50°-40°	40°–30°	30°–20°	20°–10°	10°–0°
Luftdruck*) (mm)							Luftdruck.					
758	760	761	762	760	758	758	(756)	757	762	763	760	758
Temperatur (° Celsius)							Temperatur.					
−7.0	1.2	8.7	15.3	21.9	25.4	25.5	2.1	8.7	14.5	19.7	23.2	25.1
Wasserdampf (gr/kbm)							Wasserdampf.					
3.1	4.9	7.0	9.7	13.8	17.2	18.9	(4.5)	7.0	9.8	13.2	16.4	18.7
Temperaturzuwachs (Δt)							Temperaturzuwachs.					
6.2	10.3	14.8	20.7	29.7	37.2	40.7	(9.6)	14.9	20.8	28.1	35.2	40.2
Aequivalente Temperatur (Ae. T.)							Aequivalente Temperatur.					
−0.8	11.5	23.5	36.0	51.6	62.6	66.2	(11.7)	23.6	35.3	47.8	58.4	65.3

als die entsprechende südliche Zone (23°3), so ist es nicht erstaunlich, daß diese Bevorzugung der nördlichen dem Aequator zugelegenen Zone sich noch entschiedener in der äquivalenten Temperatur ausspricht. (Mittel der *Ae T.* für 0°—30° N: 60°, für 0°—30 S: 57°). Zwischen 40° und 50° sind Temperaturen und äquivalente Temperaturen auf beiden Halbkugeln gleich, ebenso zwischen 50° und 60°; wie sich dann noch weiter südlich die Verhältnisse gestalten, ist nicht ohne weiteres zu sagen. Es ist aber anzunehmen, daß dort wieder Verschiedenheiten zwischen beiden Halbkugeln eintreten werden. Da die Mitteltemperatur der südlichen Polarkappe dank der großen Eisbedeckung niedriger ist als die der nördlichen, so ist anzunehmen, daß dort auch der mittlere Temperaturzuwachs niedriger ist; mithin wird in den antarktischen Breiten ein geringerer Wärmegehalt vorhanden sein als in den arktischen Regionen. — Im ganzen also scheint es, daß die südliche Halbkugel an der Erdoberfläche nicht nur eine niedere Temperatur besitzt, sondern auch einen geringeren Wärmegehalt. Gewisses darüber zu äußern, wird nicht eher möglich sein, ehe wir nicht endlich einmal über die Verteilung des Wassergehalts der Atmosphäre genauere Angaben haben. Zu vergessen ist aber jedenfalls nicht, daß bei niederen Temperaturen (also etwa Temperaturen unter 8°, da bis dahin der Dampfgehalt nur wenig mit der Temperatur zunimmt) selbst eine außerordentlich große Wasserbedeckung wenig besagen will, d. h., daß umgekehrt Breitenkreise mit ausgedehnten Landgebieten bei höheren Jahrestemperaturen einen größeren Wärmegehalt haben können, als nur mit Wasser bedeckte bei niederer Temperatur. Hierzu kommt, daß auch die Oberflächentemperatur des Meeres, wie wir später sehen werden, für den Wasserdampfgehalt

*) Nach Baschin.

der darüber ruhenden Luft von großer Bedeutung ist, indem der Dampfdruck mit der Temperatur des Oberflächenwassers wächst. Es scheint fraglich, ob nicht gerade auch hierbei, wie bei der Verteilung der Lufttemperatur, die nördliche Hemisphäre gleichfalls begünstigt ist. Ferner ist zu erwägen, daß der Wasserdampf auch über weite Ländergebiete getragen wird, sodaß die Luft über ihnen auf weite Strecken hin ebenso dampfreich sein kann als über dem Meere. Kombiniert mit dem Vorhergesagten ergibt sich sogar, daß in tropischen Gebieten oder überhaupt Gebieten, wo die Sommertemperatur ausschlaggebend ist, der Dampfdruck, und damit auch der Wärmegehalt, nach dem Inneren hin zunehmen wird. Die Kontinente können physikalisch wärmer als das Meer sein; der Einfluß des Landes kann sich nur darin zeigen, daß der Temperaturzuwachs nicht so wächst, als der rasch zunehmenden Temperatur entsprechen würde. Ausnahmen hiervon bilden die Wüsten, die allerdings auf der Nordhemisphäre größere Gebiete einnehmen als auf der Südhalbkugel. Sollte dieser geringe Wärmeausfall aber nicht dadurch wett gemacht, ja noch übertroffen werden, daß gerade die lokale Verdunstung (und mit ihr der Gehalt an Wasserdampf) insbesondere in niederen Breiten, über Wäldern, Sümpfen etc. eine sehr starke sein kann, viel stärker als über jedem tropischen Meere!? Diese Fragen sollen noch berührt werden; es wurde dies nur vorweg genommen, um zu zeigen, daß es durchaus plausibel ist, wenn die nördliche Halbkugel, trotz ihrer weit größeren Landbedeckung auch die wärmere in bezug auf Kalorieengehalt wäre.

Die Wärmeverteilung über dem Meere.

Um ein ungefähres Bild über die Verteilung der äquivalenten Temperatur eines größeren Meeresteiles zu erlangen, war es nicht möglich, ein wirklich einwandfreies Beobachtungsmaterial zu erhalten; insbesondere war der Mangel an Feuchtigkeitsbeobachtungen fühlbar, während die Luftdruck- und die Temperaturangaben zahlreicher waren. Um aber doch eine vorläufige graphische Darstellung im Winter und Sommer (Januar und Juli) zu erhalten, wurde das Material benutzt, das ich in den „Resultaten meteorologischer Beobachtungen von deutschen und holländischen Schiffen für Eingradfelder des Nordatlantischen Ozeans", herausgegeben von der Deutschen Seewarte, und daran anschließend für die Aequatorialgegenden in den „Monthly Charts of Meteorological Data" des Meteorological Office fand. In der deutschen Publikation sind behandelt die Gradfelder zwischen 20° N und 50° N, in den englischen die zwischen 20° N und 10° S. Da aber die Beobachtungen innerhalb der Eingradfelder doch zu spärlich schienen, um zwecks Darstellung der Kurven äquivalenter Temperatur verwendet zu werden, und da es hier auf große Genauigkeit nicht ankommen konnte, so wurden die Eingradbeobachtungen von 5° zu 5° (bei den englischen von 10° zu 10°) zusammengefaßt, die äquivalenten Temperaturen danach berechnet und in den Mittelpunkt des betreffenden 5°-Quadrates eingetragen (s. Anlagen 1a und 1b).*)

Trotzdem ist natürlich auch jetzt noch das Gewicht nach der Anzahl der Beobachtungen in den verschiedenen 5°- (resp. 10°-) Feldern ein sehr variierendes. Um einen Anhalt dafür zu haben, ist die Anzahl der Einzelbeobachtungen (für Temperatur und Feuchtigkeit), aus denen die Mittelwerte bestimmt wurden, mit in die Anlage I aufgenommen. Von Vorteil ist hierbei, daß auf den Meeren, insbesondere südlicher und mittlerer Breiten, die Amplituden verhältnismäßig geringe sind, sodaß man eine gewisse Konstanz voraussetzen kann, insbesondere in den Einzelmonaten. Diese geringe Abweichung der Einzelwerte von den Mittelwerten kann auch als Entschuldigung dafür dienen, wenn aus den Mittelwerten der Temperatur und der relativen Feuchtigkeit die des Dampfdrucks berechnet wurden. Dies ist zwar streng physikalisch unzulässig, da letzterer bekanntlich keine lineare Funktion der Temperatur ist. Durch Berechnung einiger Dampfdruck-Einzelwerte und der Bildung des Mittels hieraus und dann durch Berechnung auf die oben beschriebene Weise wurde aber festgestellt, daß der Fehler ein verschwindender ist. In der englischen Publikation, wo die Mitteltemperaturen des feuchten und trockenen Thermometers angegeben werden, konnte man den Dampfdruck natürlich direkt bestimmen, nur mußten alle englischen Maße in die internationalen umgewandelt werden. Außer dem Material der genannten Publikationen wurden noch einige Beobachtungen von Insel- und Küstenstationen verwendet, die in der Anlage mit angegeben sind. — Betrachten wir jetzt den Verlauf der Kurven äquivalenter Temperatur (die von 5° zu 5° C ausgezogen sind), zunächst für den Monat Januar. (Siehe Karte Ia.)

Im Gesamtbilde herrscht eine große Uebereinstimmung mit der Temperaturverteilung, d. h. es macht sich vor allem der Einfluß der warmen Golfströmung auch hier deutlich bemerkbar in einem Ansteigen der

*) Die Anlagen befinden sich am Schlusse der Abhandlung.

Kurven nach Osten nördlich des 40. Breitengrades. Vielleicht ist das Ansteigen hier noch ausgeprägter als bei den Isothermen (s. die 30°-Kurve). Der Dampfgehalt nämlich über der warmen Meeresfläche ist ein hoher infolge einer stärkeren Verdunstung, wie dies deutlich wird, wenn man die Isothermen der Oberflächen-Temperatur des Meeres in nördlicher Richtung verfolgt. Bekanntlich wächst die Verdunstung mit der Temperatur der verdampfenden Schicht; sie wird umgekehrt daher über kühlen Meeresströmungen kleiner sein; daher folgt, daß die Herabzerrung der Kurven äquivalenter Temperatur zur nordafrikanischen Küste (s. die 40°-Kurve) noch energischer ist, als für die Isothermen der Lufttemperatur. Man vergleiche auch hier die Oberflächenisothermen*) der rückläufigen nordamerikanischen Strömung. — Einigermaßen auffallend sind die Depressionen der 50°-, 55°- und 60°-Kurven ungefähr in der Mitte des Beckens; wir werden hier vielleicht eine Erklärung finden in der mangelhaften Verdunstung gegenüber der Umgebung. Im Winter ist gerade dieser Teil des Nordatlantiks der Aufenthalt des Azorenmaximums, also eines Gebietes mit spärlichen Winden von geringer Stärke. Da aber nach Dalton, wenn wir die Dampfmenge mit v bezeichnen, das Maximum der Spannkraft bei der Temperatur des verdampften Wassers mit E, mit e die vorhandene Dampfspannung, den Barometerstand mit b, die Verdampfungsgeschwindigkeit

$$\frac{dv}{dz} = \frac{A}{b}(E-e)$$

— wobei A eine Konstante ist, — so folgt daraus, daß die Verdampfungsgeschwindigkeit dem Luftdruck umgekehrt proportional ist. Hierzu kommt noch der Einfluß der Luftbewegung, mit der die Verdampfung wächst und zwar nach Trabert mit der Wurzel aus der Windgeschwindigkeit.**) — Kurzum, die Anreicherung mit Wasserdampf wird in einem Gebiet hohen Luftdrucks und besonders auch geringer Windgeschwindigkeit unter sonst gleichen Verhältnissen der Temperarur eine geringere sein, der Temperaturzuwachs aus der latenten Wärme also gleichfalls ein geringerer, und die äquivalente Temperatur wird hier eine Erniedrigung erleiden. Antizyklonen werden unter gleichen Verhältnissen der Temperatur einen geringeren Energiegehalt — wenigstens an der Erdoberfläche — haben als Zyklonen, wo umgekehrt die Windbewegung stark und der Luftdruck ein niedriger ist. — Zu bemerken ist außerdem, daß im Winter überhaupt allgemein — auch abgesehen von den rückläufigen kalten Strömungen — eine Tendenz der Kurven äquivalenter Temperatur vorhanden zu sein scheint, zum Lande abzuweichen, das dank seiner stärkeren Ausstrahlung mehr abgekühlt wird, dessen Lufthülle daher auch nicht so reichlich Wasserdampf enthalten kann, wie im Vergleiche dazu des die Wärme aufspeichernden Meeres.

Interessanter als der Verlauf der Winterkurven äquivalenter Temperatur ist aber unstreitig der der Sommerkurven (siehe Anlage Ib und Karte Ib), die neben einer west-östlichen Richtung, zum Teil auch abweichend vom Verlauf der Lufttemperaturen, eine ausgesprochen nord-südliche Direktion aufweisen. Die Kurven äquivalenter Temperatur in den nördlichen Teilen laufen verhältnismäßig parallel von W nach E, die große, durch den Golfstrom bewirkte Auftreibung nach N, wie sie im Winter zu bemerken war, fehlt; dagegen ist wohl ausgeprägt eine durch die kalte, Eisberge gegen 45° N hin mit sich führende Labrador-Strömung bewirkte Ausbuchtung nach S bei Neufundland, die auch schon in den Isothermen der Meeresoberfläche deutlich hervortritt. Aehnlich wie im Winter bewirkt auch im Sommer die kalte, nach S fließende nordafrikanische Strömung ein Sinken der Isothermen, während in derselben Breite (s. die 50°- und 60°-Kurve) an der Westseite des Nordatlantischen Ozeans ein Emporziehen zu dem stärker erwärmten Land stattfindet. Eine außerordentlich starke Erwärmung zeigt das Karaibische Meer und die ihm vorgelagerten Meeresteile, begrenzt durch die 70°-Kurve. Diese läuft nördlich von Florida, an der Küste einsetzend, zunächst bis gegen den 45° westl. Lg., um dann, rechtwinklig umbiegend, in nord-südlicher Richtung bis 10° N, und dann, zu einem weiten Bogen nach E ausholend, sich südlich vom Aequator wieder der südamerikanischen Küste anzuschließen. Innerhalb dieses Gebietes befinden sich noch Inseln stärkerer Erwärmung, deren feste Grenzen aber bei fast fehlendem Material nicht bestimmt werden konnten. Für den Mexikanischen Golf waren überhaupt keine Beobachtungen vorhanden; er würde wahrscheinlich gleichfalls eine derartige Wärmeinsel aufweisen. Die Ursachen dieser abnormen äquivalenten Temperaturen sind auch hier wieder in den sehr beträchtlichen Temperaturen des Oberflächenwassers***) zu suchen, nach denen gerade dieser Teil des Atlantiks, die Ursprungsstätte des Golfstroms im gewissen Sinne, eine sehr starke Erwärmung

*) Siehe die 20°-Isotherme der Oberfläche des Meeres. Atlas der Deutschen Seewarte für den Atlantischen Ozean.
) Hann, Lehrbuch der Meteorologie. *) Atlas der Deutschen Seewarte für den Atlantischen Ozean.

zeigt. Diese Oberflächen-Isothermen des Wassers zeigen aber einen ähnlichen nord-südlichen Verlauf, wie die oben erwähnte 70°-Kurve äquivalenter Temperatur; auch Inseln erhöhter Temperatur zeigen sich gleichfalls an der Oberfläche des Wassers (s. 28°-Oberflächen-Isothermen, Anm. S. 10). Eine zweite aber begrenztere Erhöhung der Oberflächentemperatur zeigt sich auch an der afrikanischen Westküste; in der Tat wird diese Erwärmung wiedergespiegelt in dem Wärmegehalt der über dem Meere befindlichen Luftschicht, den ja die Kurven äquivalenter Temperatur im großen und ganzen darstellen. Zu beachten ist nach alledem, daß im Sommer den Kurven äquivalenter Temperatur, wenigstens in dem zuletzt besprochenen Teil des Atlantischen Ozeans, durch die Luftisothermen keine hervorragende Charakteristik verliehen werden. Diese zeigen sich nur in den schon berührten Ausbuchtungen des östlichen Teiles des Beckens. (Man vergleiche die Kurve äquivalenter Temperatur von 60° mit der Isotherme von 25°.)

Faßt man das Besprochene kurz zusammen, so gelangt man zu folgendem Ergebnis. Die äquivalenten Temperaturen des nordatlantischen Ozeans hängen ab einerseits von den Lufttemperaturen, insbesondere in den nördlichen Teilen; in der Hauptsache und überall ist aber ein bedeutender Einfluß der Temperaturen des Oberflächenwassers zu konstatieren, da hier für die Anreicherung der Atmosphäre mit Wasserdampf je nach den Umständen günstige oder ungünstige Verhältnisse geschaffen werden; also wird ein Steigen der äquivalenten Temperatur überall da folgen — auch abgesehen von einem etwaigen Steigen der Lufttemperatur — wo wir z. B. geschlossene Meeresbecken haben, die gründlich durchwärmt werden, desgl. über warmen Meeresströmungen. Ein Fallen der äquivalenten Temperatur dagegen werden Polarströmungen bewirken. Ferner wird im Winter (natürlich vorzugsweise nach N hin) die allgemeine Tendenz vorhanden sein, zu einem Ansteigen der äquivalenten Temperatur ähnlich, aber ausgeprägter wie bei den Lufttemperaturen; während des Sommers dagegen werden diese Unterschiede zwischen Land und See sich mehr verwischen, da dann eine stärkere Erwärmung des Bodens die Wasserdampfverteilung gleichmäßiger macht, d. h. diese sich nicht nur auf das Meer beschränkt. Zudem würden eine höhere Temperatur des Landes und ein eventuell hier auftretender Mangel an Wasserdampf sich die Wage halten. Uebrigens ist anzunehmen, daß in den nördlichen Breiten, auch im Sommer, da, wo der Golfstrom die Küsten verläßt und wieder in freies Meer tritt, der Energiegehalt der Luft über ihm ein größerer sein wird als der der Umgebung.

Im Anschluß hieran ist vielleicht zu bemerken, daß die barometrischen Minima, welche nach Herrn v. Bezold die Stellen größten Wärme- (resp. Energie-) gehalts bevorzugen, gerade im Winter, wo das Meer im Verhältnis zum Lande eine höhere äquivalente Temperatur aufweist, am häufigsten sind, und daß ihre Zugstraßen über dem nördlichen atlantischen Ozean in der Richtung von SW nach NE, also in der Richtung des größten Wärmegehalts fortschreiten. Ihr Verhalten an der europäischen Küste soll später erörtert werden. Hier sei noch auf die sommerlichen tropischen Wirbelstürme hingewiesen. Diese Zyklonen, die häufig in der Nähe der Kap Verden entstehen (also einem Gebiete großer Erwärmung), bewegen sich zunächst nach W auf die Küste Amerikas zu, um im Gebiete des Karaibischen Meeres ihre Richtung (ähnlich wie eine Parabel an ihrem Wendepunkt) zu ändern und sich dann häufig der Bahn der Minima nach E anzuschließen. Sehen wir von allen übrigen Ursachen der Entstehung und des Verlaufes dieser Stürme ab, so ist doch jedenfalls bemerkenswert, daß dieser merkwürdige Wendepunkt der Zyklonen, die übrigens das relativ kühle amerikanische Festland vermeiden, gewissermaßen vorgezeichnet ist durch die Kurven äquivalenter Temperatur (man vergl. auf Karte Ib die Lage der angedeuteten 75°-Insel und den rechten Winkel der 70°-Kurve östlich der Bermudas mit dem Verlauf der Zyklonen.*) — Ferner ist auffallend, daß die ganze nordafrikanische Küste einerseits frei von allen solchen Erscheinungen ist, daß sie andererseits gegenüber den umliegenden Meeresteilen einen viel geringeren Energiegehalt aufweist.

Die Wärmeverteilung über dem Lande.

Ehe wir die Verteilung der äquivalenten Temperatur über einer großen Kontinentalfläche untersuchen sei es gestattet, einen Blick auf die Wärmeverhältnisse unter einfacheren Bedingungen zu werfen, wie sie uns beispielsweise die skandinavische Halbinsel bietet. Zur Konstruktion der Kurven äquivalenter Temperatur sind die Angaben von H. Mohn, „Klima-Tabeller for Norge" (1895) und Hamberg, „Sveriges Klimat" benutzt. Alle Angaben wurden reduziert auf das Meeresniveau, der Dampfdruck nach der Kaminski'schen Formel

$$e_o = e_h\left(1 + 0.04\ \frac{h}{100}\right)$$

*) S. Hann, Lehrbuch der Meteorologie.

(vergl. die Anlagen IIa, IIb, IIc). — Vergleicht man die Kurven äquivalenter Temperatur mit den Isothermen*) auf der skandinavischen Halbinsel, so fällt zunächst die große Aehnlichkeit in ihrem Verlaufe auf, da ja die Temperaturzunahme in erster Linie vom Dampfdruck abhängt, dieser aber im großen Ganzen, wo nicht lokale Verhältnisse wie Wüsten, Sümpfe etc. modifizierend eingreifen, den Isothermen sich anschließt.

Betrachten wir zunächst die Januarkarte (Karte IIa) der Kurven äquivalenter Temperatur, so haben wir auch hier, vielleicht noch präziser als bei den Isothermen, eine ausgeprägte nord-südliche Komponente auf der ozeanischen Seite der Halbinsel. Diese Komponente ist einerseits natürlich bedingt durch den Verlauf der Lufttemperaturen an sich, andererseits durch den Wasserdampfgehalt der Luft, der über der warmen Golfströmung sehr bedeutend ist, und der noch dazu durch das Randgebirge in positivem Sinne beeinflußt wird. Von der 2°- bis zur 10°-Kurve schmiegen sich alle dem Verlaufe der Küste an; die 8°-Kurve im besonderen umgrenzt sogar noch den Götländischen Küstensaum, geht also durch Skager Rack und Kattegatt zur Ostsee. Ganz entsprechend der Zunge der Isothermen, die sich vom eurasiatischen Kontinent ins stärker erkaltete Innere Skandinaviens hinein erstreckt, haben wir noch stärker charakterisierte Zungen von Kurven äquivalenter Temperatur, da im Verhältnis zu dem starken Wärmezuwachs der Küsten dieser Zuwachs, also die Differenz beider Temperaturen, im Inneren bei der sehr niederen Lufttemperatur, also auch sehr geringem Wasserdampf, ein viel kleinerer ist. Während die Isothermen nur den Ansatz nehmen sich im Süden völlig zu einer Insel abzuschneiden, finden wir bei der äquivalenten Temperatur solche Kälteinseln vollkommen ausgebildet, die von der 0°-Kurve umschlossen sind und im Zentrum äquivalente Temperaturen von —6° aufweisen, letztere Kurve sehen wir erst im Norden des Bottnischen Meerbusens resp. der Halbinsel Kola wiederkehren. Zu bemerken ist, daß allerdings zwischen der Kältezone und der Kälteinsel von —3° ein etwas wärmerer Gürtel auftritt, verursacht wahrscheinlich durch den größeren Feuchtigkeitsgehalt des hier heraustretenden Gebirges. Die Ostseeküste steht zwischen den Wärmeverhältnissen des Ozeans und des Inneren, zeigt aber wohl doch mehr den kontinentalen Typus. Ein Einfluß der zahlreichen Seen auf den Verlauf der Kurven kann natürlich im Winter, wo sie mit Eis bedeckt sind, nicht merklich vorhanden sein. Infolge des schon vorhin erwähnten starken Unterschiedes im Temperaturzuwachs zwischen Ozean und dem Inneren ist der Gradient der äquivalenten Temperatur stärker als der der Lufttemperatur. Auf der Strecke Rena—Aalesund (dichtestes Drängen der Kurven!) beträgt ersterer 16°, letzterer dagegen 10°. Die Amplitude der Extreme auf der Halbinsel sind bei der äquivalenten Temperatur gleichfalls ausgeprägter als bei der Lufttemperatur. Wir haben nämlich:

	Ae. T.	(Ort)	*t*	(Ort)
Maximum	11°6	(Skudesnes)	2°3	(Aalesund)
Minimum	— 9°5	(Karesuando)	—13°4	(Karesuando und Jockmock)
Amplitude	21°1		15°7	

Der Verlauf der Juli-Kurven ist wesentlich uninteressanter und kann daher kurz erledigt werden (siehe Karte IIb). Der Golfstrom hat, obwohl er sich natürlich noch bemerkbar macht, keine dominierende Stellung mehr, die atlantische Küste z. B. ist jetzt kälter, als die kontinentalere Ostseeküste derselben Breite (s. 30°- und 35°-Kurve); die Winde streichen nicht mehr der Küste entlang, sondern wehen hauptsächlich vom Meere ins Land hinein, kurzum der Wasserdampf ist überall gleichmäßig verbreitet, und ein Unterschied in Bezug auf See und Land kann nicht mehr bestehen. Der Temperaturzuwachs steigt mit der Temperatur, ist also über dem erwärmten Lande sogar größer als über dem Meere. Die äquivalente Temperatur (wie die Lufttemperatur) schicken daher Zungen in nördlicher Richtung ins Land hinein, d. h. sie zeigen im ganzen ein entgegengesetztes Bild des Winters. Der Gradient ist jetzt weit geringer als im Januar und hat ungefähr dieselbe Größe wie der der Lufttemperatur (Differenz der Ostküste zur Westküste ca. 5°). Nur im Süden bleibt dank der Abkühlung durch die zahlreichen Seen dieser Gradient der Lufttemperatur etwas hinter dem der äquivalenten zurück (3° bis 5°). Der lokale Einfluß der Seen tritt auf die Kurven äquivalenter Temperatur nur wenig hervor. Es ist eben fraglich, ob die geringe Erhöhung des Wasserdampfgehaltes über der Seefläche oder andererseits die etwas niedere Temperatur**) einen Einfluß ausübt. Man kann kaum entscheiden, ob die Seen im positiven oder negativen Sinne auf die Wärmeverteilung wirken. Der Wettersee scheint

*) Hann, Atlas der Meteorologie.

**) Es handelt sich beim Dampfdruck wie bei der Temperatur nur um wenige Zehntel.

ein Herabziehen, der Wenersee eine Ausbuchtung zur Folge zu haben. (Man vergl. z. B. die Station Skara am Wettersee mit der Station Karlstad am Wenersee.) Letztere zeigt diese Temperaturerniedrigung nicht, wohl aber einen höheren Wasserdampfgehalt; hieraus erklärt sich das Emporsteigen der 39°-Kurve. (Im übrigen s. Anlage IIb.) — Die Differenz der Extreme ist geringer als im Winter, die der äquivalenten Temperatur größer als die der Lufttemperatur.

	Ae T.	(Ort)	*t*	(Ort)
Maximum	40°7	(Växjö)	17°7	(Linköping)
Minimum	23°8	(Vardö)	8°6	(Vardö)
Amplitude	16°9		9°1	

Im Vergleich zu der Juli-Karte des nordatlantischen Ozeans soll hier erwähnt werden, daß Bodö am Saltenfjord (67° 17′ N, 14° 24′ E) ebendieselbe äquivalente Temperatur (*Ae T.* = 30°6) hat wie das Fünfgradfeld 45°—50° N, 45°—50° W (*Ae. T.* = 31°4); sowohl die Temperaturen (12°6 und 11°8) als auch der Temperaturzuwachs (18°0 und 19°6) unterscheiden sich wenig, obwohl Bodö fast 20 Breitengrade nördlicher liegt. Neben dem Einfluß des Golfstromes kommt hier natürlich die stärkere sommerliche Erwärmung des benachbarten Landes in Betracht.

Ueber die Kurven äquivalenter Temperatur im Jahresverlaufe (s. Karte IIc) ist wenig zu sagen. Wie bei den Isothermen ist auch hier der Wintertypus vorherrschend; selbstverständlich sehr gemildert. Die Ausbuchtung der Kurven ist flacher, ihre Richtung auf der Westseite nicht so ausgesprochen der Küste folgend, wenn der Einfluß des Golfstroms auch unverkennbar ist. Die winterliche Kälteinsel ist in der 14°-Kurve noch angedeutet. Der sommerliche Charakter zeigt sich vor allem an den Seen. Auch hier haben wir wieder eine nördliche Ausbuchtung am Wenersee, eine südliche am Wettersee. Die Amplitude der Extreme ist im Jahresdurchschnitt noch etwas geringer als im Sommer.

	Ae T.	(Ort)	*t*	(Ort)
Maximum	21°7	(Lund)	7°4	(Skudesnes)
Minimum	7°6	(Karesuando und Sydvaranger)	—1°4	(Karesuando)
Amplitude	14°1		8°8	

* * *

Um die Darstellung der Wärmeverteilung durch Kurven äquivalenter Temperatur über ein größeres Gebiet zu geben, bedurfte es zunächst des geeigneten Beobachtungsmaterials, das im einzelnen zusammenzustellen und nach verschiedenen Richtungen hin zu reduzieren, eine äußerst schwierige Aufgabe gewesen wäre. Trotzdem wurde dieser Versuch für Deutschland als auch Europa unternommen, mußte aber als unausführbar fallen gelassen werden, da es unmöglich schien, einmal die absolute Feuchtigkeit einwandfrei zu reduzieren und vor allem zweitens, für diese Elemente genügend Stationen von gleicher Beobachtungsperiode aufzufinden; die absolute Feuchtigkeit ist ja von jeher unter allen übrigen meteorologischen Elementen recht stiefmütterlich behandelt worden. Als trotzdem unter Außerachtlassung der eben erwähnten Mängel Kurven für Deutschland und Europa nach allen denkbaren Schematis bald mit sehr zahlreich eingetragenen Orten, bald mit nur wenigen, im gleichen Niveau, bald in weiteren, bald in engeren Abständen der Temperaturen gezeichnet wurden, stellte es sich heraus, daß der Einfluß obiger Fehler ein derartig großer war, daß Veränderungen des Bodenreliefs in Einzelheiten, wie ursprünglich gehofft wurde, keineswegs Aenderungen der äquivalenten Temperatur entsprachen. Sie wurden vielmehr verdeckt durch phantastische Ausbuchtungen, die aus der Ungleichheit der Beobachtungsperioden resultierten. Da ich mir sagte, daß es schließlich bei einer hauptsächlich rekognoszierenden Betrachtung des hier behandelten Stoffes zunächst nur darauf ankäme, einen allgemeinen Ueberblick zu gewinnen, schien es mir von Vorteil zu sein, die Angaben des 1900 erschienenen „Atlas Climatologique de l'Empire de Russie“ zu benutzen, der nicht nur eine einheitliche Darstellung der Temperatur und der Luftdruckverhältnisse über ein ausgedehntes Gebiet gibt, sondern auch — für mich von allerhöchster Wichtigkeit — Kurven gleichen Dampfdrucks auf das Meeresniveau reduziert. Die Mängel, welche diesen Kurven anhaften (sehr geringe Anzahl der Stationen, besonders im nördlichen und östlichen Sibirien!) haben sich natürlich auf meine Karten verpflanzt und müssen mit in Kauf genommen werden. Um die Angaben des Luftdrucks, des Dampfdrucks und der Temperatur zu gewinnen, wurde so

verfahren, daß für die Schnittpunkte der geographischen Koordinaten von 5° zu 5° zwischen den entsprechenden Kurven genau interpoliert wurde. Aus den gewonnenen Angaben wurde der Temperaturzuwachs Δt und die äquivalente Temperatur $\mathcal{A}eT.$ berechnet (s. Anlage IIIa und IIIb) und in die Schnittpunkte des Gradnetzes eingetragen. Diese waren die Punkte zur Konstruktion der Kurven.

Nach diesen Bemerkungen wollen wir uns der Besprechung der Januar-Karte (s. Karte IIIa) zuwenden. Diese imitiert fast genau die winterliche Isothermenkarte, insbesondere im Nordosten des Kontinents, wo die Temperaturen zu der niedrigsten auf der Erdoberfläche herabsinken, wo daher der vorhandene Wasserdampf praktisch gleich 0 ist. Sahen wir doch, daß selbst bei Sättigung für $t = -45°$ nur 0.1 gr/kbm aufgenommen werden; die Luft über diesen Gegenden ist aber von Sättigung noch weit entfernt. An den kältesten Punkten der Erde ist der Temperaturzuwachs praktisch gleich Null, die äquivalente Temperatur wird gleich der Lufttemperatur. Diese Verhältnisse ändern sich zunächst nur wenig, wenn wir nach der Peripherie weiter schreiten. Die Kurve von −30° entspricht der −31°-Isotherme und selbst die −20°-Kurve äquivalenter Temperatur erhält nur einen Zuwachs von 2°. Je weiter wir uns von dem Kältezentrum hinwegbewegen, um so näher rücken die Kurven äquivalenter Temperatur im Vergleich zu den Isothermen aneinander. Sie bewegen sich also dem Mittelpunkte zu; da die Feuchtigkeit am Rande eine höhere ist, so ist die −10°-Kurve im N, wo sie als Isotherme durch Petersburg geht, um mehr als 10° nach E gerückt. Während diese Isotherme gerade noch den Kaspisee und den Aralsee sogar im Süden schneidet, liegt die äquivalente Temperatur schon außerhalb der beiden Seen, wenn auch die Unterschiede im Kontinente bei spärlichem Wassergehalt nicht mehr so bedeutend sind als im Norden; am Balkaschsee nehmen die Kurve äquivalenter Temperatur und die Isotherme schon wieder dieselbe Lage ein. Selbst bei der 0°-Kurve ist im Herzen Asiens, etwa unter $\varphi = 40°$ N und $\lambda = 80°$ E, die Uebereinstimmung der Lage beider Temperaturen die gleiche. Es kommt hier in Ost-Turkestan (Tarimbecken), wie auch im Ausbiegen der äquivalenten Temperaturen südlich vom Aralsee der Charakter der Wüste selbst im Winter stark zum Ausdruck. Der Mangel an Wasserdampf (keine Schneeschicht!) und damit der geringe Temperaturzuwachs ist dafür entscheidend. Wir haben hier also eine relative Abkühlung gegenüber den Werten der Lufttemperatur und damit auch ein geringes Abweichen der absoluten Werte beider Temperaturen. Erst westlich vom 80° E zeigt die 0°-Kurve eine Steigerung und entfernt sich in nördlicher Richtung von der 0°-Isotherme. Dieser Unterschied der Lage vergrößert sich weiterhin nach N und erreicht unter 50° N etwa 40°. Die Differenzen werden größer, je höher die Temperaturen werden. Während die 15°-Isotherme den persischen Golf im Norden schneidet, hat das Süd-Kaspische Meer schon die äquivalente Temperatur 15°, und unter $\varphi = 40°$ N finden wir sie am Schwarzen Meer, während wir dieselbe Lufttemperatur erst inmitten des Atlantischen Ozeans wieder haben (70° Differenz der Lage). Also es gilt im allgemeinen, daß vom Kältepol aus die äquivalenten Temperaturen (d. h. die Wärme- resp. Energiemengen) rascher ansteigen als die Temperaturen, daß diese Differenz besonders hervortritt in den peripheren Gebieten, aber stark abnimmt nach dem Innern der Kontinente. Der Wasserdampf zieht sich also von den stark erkaltenden Landmassen (z. T. mit den größtenteils ablandigen Winden) auf das wärmere Meer zurück, abgesehen, daß bei so niedrigen Temperaturen, wie schon mehrfach betont, an sich die Dampfspannung sehr niedrig ist. Seen, Flüsse, Sümpfe werden wirkungslos in bezug auf den Temperaturzuwachs, da sie zufrieren. Nur da, wo sie offen bleiben, wo die Verdunstung bei höherer Temperatur eine lebhaftere ist, wo der Wasserdampf sich anreichert, werden Modifikationen des Verlaufes zu erwarten sein. Es werden positive Verschiebungen in der Wärmeverteilung stattfinden, so über dem Kaspischen Meer (s. 5°-Kurve), dem Schwarzen Meer (s. 10°-Kurve). Ueber der nördlicheren Ostsee können wir ein ähnliches Verhalten nicht beobachten, da sich hier bei der absolut niedrigen Temperatur, auch wenn die Isothermen in ihrem Verlaufe relativ gegenüber Skandinavien und dem Kontinent eine Temperaturerhöhung verraten, keine Verstärkung der Abweichungen im positiven Sinne zeigt. Aehnliches gilt für das Ochotskische Meer. Zum Teil mag hier auch noch die Eisbedeckung eine Rolle spielen. — Trotzdem zeigen sämtliche große offene und umschlossene Wasserflächen, genau wie die Isothermen, absolut eine Erwärmung an. Umgekehrt sehen wir wieder in die großen Landflächen hinein sich Zungen starker Abkühlung erstrecken, die sich gleichfalls im Verlauf der Isothermen wiederspiegeln. Solche Ausbiegungen der Kurven äquivalenter Temperatur schieben sich nach Skandinavien (0°-Kurve), nach Europa, das ja in Wahrheit nur eine Halbinsel Asiens bildet (0° – 10°-Kurve), nach dem Kaukasischen Gebiet zwischen Schwarzem und Kaspischen Meer, nach der Tschutschkenhalbinsel und der Amurküstenprovinz. Nur sind die Zungen der Kurven äquivalenter Temperatur besser ausgeprägt als die der Temperatur, da ja hier wieder

ein verschärfender Umstand hinzutritt, nämlich der, daß der winterliche Temperaturzuwachs im Inneren der Festländer im Vergleich zu den wasserreichen, peripherischen Gebieten sehr verschwindet. Die orographische Beschaffenheit scheint ohne Einfluß auf den Kurvenverlauf zu sein, obwohl daran auch der Mangel an einer präziseren Ausführung der Zeichnung schuld sein kann. — Interessant ist der Vergleich der Wärmeverhältnisse der Atlantischen und Pazifischen Küste. Auch hier besteht kein prinzipieller, wohl aber ein gradueller Unterschied der äquivalenten Temperatur zu der Lufttemperatur. Vergleichen wir also z. B. (unter 60° N) die Westküste von Norwegen und die von Ost-Kamtschatka, so finden wir, daß am Ostrand des Kontinents die äquivalente Temperatur ein wenig höher ist als die Lufttemperatur. Hierfür ist nicht nur maßgebend, daß diese, an und für sich schon sehr niedrig, der Aufnahme von Wasserdampf eine Grenze setzt, sondern daß die kalte Küstenströmung mit ihrer niedrigen Oberflächentemperatur einer Verdunstung ungünstig ist. Gerade umgekehrte Verhältnisse bietet die Westküste Eurasiens, eine verhältnismäßig hohe Lufttemperatur (die schon über 8°, der Stelle des stärksten Umbiegens der Dampfdruckkurve resp. der Kurve des Temperatur-Zuwachses liegt) und eine durch den Golfstrom bedingte höhere Oberflächen-Temperatur des Meeres. Der Energiegehalt der Luft über der Nordsee ist etwa $2^1/_2$mal größer als der derselben Breite im Beringsmeer. Der Unterschied zwischen der äquivalenten Temperatur und Lufttemperatur beträgt 10°; der 0°-Isotherme entspricht bei normalem Verlauf die 10°-Kurve der äquivalenten Temperatur. — Mit dem Golfstrom schiebt sich auch eine Zunge größeren Wärme- resp. Energiegehalts nach N, die Küste Norwegens (s. 0°—10°-Kurve, Karte IIa) bis zum Nordkap begleitend. Von diesem Hauptzuge zweigt sich in die Ostsee hinein eine kleinere Ausbuchtung ab. — Vergleicht man diese Wärmezungen mit den van Bebber'schen Zugstraßen der (winterlichen) Barometerminima, so merkt man eine gewisse Aehnlichkeit zwischen beiden. Es folgt die am häufigsten von Minimis besuchte Bahn Ia eben jener durch den Golfstrom vorgezeichneten nach N vorgeschobenen Wärmebucht der Küste Norwegens entlang bis etwa zum 70. Breitengrad, um dann zu dem ebenfalls relativ warmen Weißen Meer oder der Finnischen Seenplatte abzubiegen (Ib, Ic). Die zweit- und dritthäufigsten von Depressionen besuchten Zugstraßen folgen zunächst dem Hauptzuge, laufen dann aber der nach der Ostsee abgezweigten Zunge größeren Energiegehalts entlang. Dasselbe tut die zuerst die Atlantische Küste begleitende Depressionsbahn IV.*) Alle diese drei zuletzt erwähnten Zugstraßen zweigen sich gleichfalls ins Seengebiet oder zum Weißen Meere hin ab. Im Inneren Rußlands, wo ja der Wärmegehalt rasch abnimmt, zerschellen sie alle, da nur in den warmen peripherischen Küstengebieten des Atlantischen Ozeans der Energievorrat vorhanden zu sein scheint, der zu ihrem Bestehen notwendig ist. Wir finden hier also die Vermutung bestätigt, daß die Minima den Zügen größter Erwärmung folgen, resp. sie aufsuchen. — Zu betonen ist, daß wir hier nur ganz allgemeine Vergleiche anstellen konnten, da ja jeder Druckverteilung eine ganz bestimmte Energieverteilung vorhergehen wird, die auch von der betrachteten Durchschnittsverteilung der Wärme sehr wesentlich abweichen kann. Dies im einzelnen zu untersuchen und zu bestätigen, mag einer späteren Arbeit vorbehalten sein.

Der von der Temperaturverteilung häufig verschiedene Verlauf der Kurven äquivalenter Temperatur im Sommer bietet wohl ein größeres Interesse dar. Wie die Isothermen verlaufen allerdings auch die äquivalenten Temperaturen im Hauptzuge den Breitenkreisen entlang von E nach W, was für einen im großen und ganzen mit der Temperatur ziemlich gleich zunehmenden Temperaturzuwachs spricht. In der Tat ist die Dampfverteilung im Sommer infolge der ihn überall verbreitenden, jetzt vorherrschenden Seewinde (im S und E des Kontinents Monsune, im W hauptsächlich Westwinde) eine gleichmäßigere als im Winter. Zu vergessen ist aber hierbei nicht, daß die Heftigkeit dieser Winde, namentlich im Inneren, bedeutend nachläßt, wenn ihnen nicht durch die zahlreichen Gebirgsketten überhaupt der Zutritt versperrt wird, während im Gegensatz die Küsten dazu durch die täglichen Seewinde mit ihrer Feuchtigkeit günstig beeinflußt werden. Die relative Feuchtigkeit wird also allgemein in den peripherischen Gebieten der Sättigung näher sein als in den kontinentalen. Der Wasserdampf wird (wie sich das sofort bei dem Abbiegen der Kurven äquivalenter Temperatur nach Verlassen des Kontinents in südlicher Richtung erkennen läßt) dank der hohen Lufttemperatur absolut hoch, jedoch nicht ein so hoher sein, als er entsprechend der Temperatur sein könnte. Eine Folge davon ist, daß der Gradient der Lufttemperatur im Sommer ungefähr gleich ist dem Gradienten äquivalenter Temperatur. Die Gesamtwärme nimmt daher im Gegensatz zur raschen Zunahme im Winter nicht viel schneller ab als die freie Wärme.

*) Die Bahn V fällt zum größten Teil nicht in das betrachtete Gebiet und ist zudem die wenig besuchteste.

Was wir eben sagten, würde nur gelten, wenn wir eine gleichmäßig morphologische Bodenbeschaffenheit voraussetzen; so aber müssen wir dieser, gerade im Sommer, wo der Frost nicht mehr dem Ganzen ein gleichmäßiges Gepräge gibt, eine außerordentliche Bedeutung in bezug auf die Versorgung der Luft mit Wasserdampf, insbesondere in den Kontinentalgebieten, beimessen. Die Wüsten, wo nur der aus den Umgegenden stammende Wasserdampf in Betracht kommt, wo eine lokale Verdunstung aber überhaupt oder fast vollkommen fehlt, zeigen einen sehr geringen absoluten Feuchtigkeitsgehalt, einen um so geringeren, je abgeschlossener sie sind. Dieser Mangel an Wärme zeigt sich auch deutlich auf der Karte (s. Karte III b). Während die Isothermen an der Westküste des Kaspischen Meeres über der Aral-Kaspischen Platte ansteigen, eine äußerst starke Erhitzung dieses Gebietes anzeigen, fallen die Kurven äquivalenter Temperatur umgekehrt, ja vielleicht noch rapider nach S ab; (die 57°-Kurve um etwa 20 Breitengrade). In der Kara-Kum-Wüste bilden sich sogar Kälteinseln aus. Die Wüsten widersprechen also geradezu den landläufigen Begriffen der Wärme. Thermodynamisch ist hier wieder interessant, daß diese Gebiete mit ihrem zur Umgebung geringen Energiegehalt bekanntlich von den Zyklonen ganz besonders gemieden werden. — Den Wüsten gleich verhalten sich im Sommer die Steppen. Dies macht sich schon in Europa in der Ungarischen Tiefebene bemerkbar, die, im Gegensatz zu dem Isothermenverlauf, die Kurven äquivalenter Temperatur zu einer negativen Ausbuchtung zwingt. Noch ausgeprägter ist das Verhalten der Kirgisensteppe, welche ihre Wasserarmut schon durch die vielen im Sande verlaufenden Flüsse verrät. Die Kurven äquivalenter Temperatur gehen beträchtlich herab (s. 45°-, 48°- und 50°-Kurve); letztere zeigt noch eine besondere Ausbuchtung westlich des Aralsees ins Gebiet der Kisil-Kum. Angedeutet, ohne daß wir den Verlauf leider weiter verfolgen können, finden wir ein Herabsinken der 65°- und 70°-Kurve zur persischen Salzwüste und insbesondere der 60°-Kurve zum Tarimbecken. Man ist wohl zu der Annahme berechtigt, daß sich hier in der Gobi oder im Hochlande von Tibet während des Sommers die wirklich kältesten Gegenden der Erde auf der betreffenden Breitenzone finden werden. — Interessant ist, daß nicht gar zu viele Längengrade östlich im Gebiete des Jangtszekiangs ganz abnorm warme Gegenden — die wärmsten dieser Breitenzone — vorkommen, die gerade deswegen beachtenswert sind, daß hier umgekehrt durch die lokale Verdunstung die Anreicherung der Luft mit Wasserdampf eine außerordentlich hohe ist. So finden wir z. B. in Hankau*) ($\varphi = 30°\ 32'$ N, $\lambda = 114°\ 19'$ E) bei $t = 30°$, $e = 25$ mm und $b = 750$ mm noch 7° nördlich des Wendekreises eine um 10° höhere äquivalente Temperatur ($Ae\,T. = 84^1/_2°$) als an irgend einer Stelle des tropischen Atlantischen Ozeans. Auch auf Nauru im Pazifik unter dem Aequator erreicht das Maximum noch nicht 80°. Wollen wir ebenso hohe und vielleicht noch höhere äquivalente Temperaturen finden, so kommt Indien, insbesondere Birma (absolutes Maximum) der $Ae\,T. = 87^1/_2°$**) z. Zt. der Monsune in Betracht, wo die Feuchtigkeit an den Gebirgen kondensiert (sehr große Regenmengen!) wird. — Hankau nimmt aber eine Sonderstellung ein, da es durch Gebirge rings umschlossen ist, die Feuchtigkeit also nicht durch die Winde herbeigeführt werden kann, wie es z. B. in Kalkutta mit derselben äquivalenten Temperatur während des Monsuns der Fall ist. Die Bedingungen für eine lokale Verdunstung sind aber hervorragend günstige. Hankau liegt am Jangtszekiang inmitten zahlreicher sumpfiger Seen; hierzu kommt, daß große Teile der Flußebene im Sommer überschwemmt sind. Wir haben hier eine flache Landplatte, bedeckt von einer dünnen Wasserschicht. Einmal also ist hier die Lufttemperatur eine sehr hohe (die innerasiatische Insel hoher Temperatur umschließt in ihren Ausläufern dieses Gebiet); es ist also die physikalische Möglichkeit vorhanden, daß große Wasserdampfmengen aufgenommen werden. Zweitens wird die Temperatur der Oberfläche der verdunstenden Schicht eine gleichfalls beträchtliche sein, da ja nicht nur die Erwärmung von oben her stattfindet, sondern durch das flache diathermane Wasser hindurch der Untergrund bedeutend erhitzt wird. Das Wasser erwärmt sich gewissermaßen wie in einem Kochtopf; die Oberflächentemperatur wird die der umgebenden Luft noch weit übersteigen. Aehnliche Verhältnisse werden wir überall finden, wo bei hohen Lufttemperaturen flache Wasserflächen, seien sie durch Ueberschwemmung gebildet, seien es Lagunen oder Sümpfe, vorhanden sind. — Bei den Sümpfen nördlicher Regionen wie in Rußland wird zwar die morphologische Bedeutung für eine starke Verdunstung erfüllt sein, zugleich aber erniedrigt sich über ihnen die Temperatur (s. 20°-Isotherme), und die physikalische Möglichkeit der Wasseraufnahme wird hier eine geringere als für die Umgebung. In Rußland kommt hinzu, daß bei seinen weiten Ebenen der Wasserdampf sich über den Sümpfen nicht lokal ansammmeln kann, sondern weiter geführt wird. Das Ergebnis ist, daß die großen Sumpfgebiete in der Wärmeverteilung

*) M. Z. 87, 88, Beobachtungs-Periode 77—81.

**) v. Bezold, Ueber Luftwärme und Lufttemperatur (s. Bemerkung S. 1).

keine Sonderstellung einnehmen. Diese Abschweifung wurde gemacht, um die Betrachtung überhaupt allgemeiner zu gestalten, insbesondere auch in bezug auf die im Anfang erörterte Frage, welcher Halbkugel ein Ueberschuß an Wärme zukommt. Das Resultut ist, daß unumstreitbar die größten Wärmemengen (wie auch die kleinsten) über Kontinentalgebieten vorkommen und zwar in den tropischen, wo keine winterliche Erkaltung das Jahresmittel schmälert. Die absoluten Wärmemengen verhalten sich also wie die Temperaturen, das Land vergrößert, die See mildert die Extreme. — Wenden wir uns jetzt dem Einfluß der Seen (Buchten u. s. w.) auf die Wärmeverteilung zu. Dieselben scheinen samt und sonders, mit Ausnahme des Kaspischen Meeres, absolut abkühlend zu wirken, wenn auch relativ eine Erwärmung angezeigt wird dadurch, daß die Ausbuchtungen der Kurven äquivalenter Temperatur schwächer sind als die der Isothermen. Die Ostsee, der Ladoga- und Onegasee, das Weiße Meer, der Obische Busen, der Baikal-, der Balkasch-, der Aralsee, das Schwarze Meer bewirken ein wenn auch zum Teil nur schwaches Sinken des Wärmegehaltes, da die Lufttemperatur über ihnen eine geringere ist als die des umgebenden Landes. Diese bleibt also maßgebend für die Wärmeverteilung und wird nur gemildert durch den etwas stärkeren Wasserdampfgehalt. Die Isothermen über den Landvorsprüngen, z. B. der Tschutschkenhalbinsel, bestimmen desgleichen den Weg der Kurven äquivalenter Temperatur. Wie das Verhalten des Kaspischen Meeres zu erklären ist, über dem die Isothermen ganz bedeutende negative Ausbuchtungen zeigen, während die äquivalente Temperatur über ihnen ansteigt, ist zunächst nicht ohne weiteres ersichtlich. Die Ausbuchtung der 55°-Kurve ist zwar nur schwach, das Abspringen vom Ostufer ist wohl der Trockenheit der Ust-Urtplatte zuzuschreiben. Auffällig aber ist jedenfalls die Auftreibung der 60°-Kurve in der Mitte des Sees. Nun zeichnet sich das Kaspische Meer, insbesondere in seinem mittleren Teil (die Bucht von Kara Bugas!) vor all den genanntenSeen durch seinen hohen Salzgehalt aus, der seinerseits wieder eine hohe Oberflächentemperatur begünstigt. Die Verdunstung kann hier besonders stark sein, und der Temperaturzuwachs aus der latenten Wärme übersteigt die Wirkung der Temperaturerniedrigung. Wir führten unter den Seen auch schon solche an, die mit dem Meere in Verbindung stehen. Das offene Meer zeigt erst recht überall einem den Wärmegehalt erniedrigende Wirkung. Diese wird noch bedeutender sein, wenn wir es mit kühlen Meeresströmungen zu tun haben. Auch im Sommer finden wir, obwohl jetzt im Atlantik trotz des Golfstroms die Kurven äquivalenter Temperatur zum Meere südwärts abbiegen, dank der Kamtschatkaströmung über dem Ochotskischen und Japanischen Meere einen steileren Abfall der Kurven äquivalenter Temperatur (ähnlich wie der Isothermen) als über der Nordsee. Auch die kühle Strömung bei Nowaja Semlja macht sich deutlich auf der Karte bemerkbar. — Der Einfluß der Gebirge ist, wie zu erwarten, allgemein ein derartiger, daß über ihnen mit dem Feuchtigkeitsgehalt auch der Wärmegehalt zunimmt. Ueber den Alpen, den Karpaten, dem Hindukusch, dem Altai, dem Sajanischen Gebirge u. a. tritt ein Ansteigen der Kurven ein. Man darf bei alledem, nicht vergessen, daß häufige Konkurrenz der Gebirge mit dem Einfluß von Meer, See, Wüste u. s. w. seine Wirkung beeinträchtigen kann und umgekehrt; ein Faktor kann durch den andern leicht überdeckt werden.

Ueberblicken wir noch einmal allgemein den Verlauf der äquivalenten Temperatur über den Kontinenten, so zeigt sich, daß zwei Möglichkeiten für ihr Ansteigen in Betracht kommen, einmal indem rein physikalisch bei hohen Lufttemperaturen der Wasserdampfgehalt rasch zunehmen kann, eine hohe Temperatur daher die „conditio sine qua non“ für einen großen Temperaturzuwachs ist, ein andermal die morphologische Möglichkeit des Zutritts von Wasserdampf resp. einer reichlichen Verdunstung. Hier kommt also das Gelände in Betracht, ob wir es mit freien, zum Meere hinziehenden Ebenen zu tun haben, ob mit Gebirgen, ob mit Hochland oder mit gebirgsumschlossenen Gebieten, ob mit fluß-, see- oder sumpfreichen Gegenden, mit Wüsten, mit durchlässigem oder undurchlässigem Boden usw. usw. — Wichtig ist wohl noch u. a. die Luftdruckverteilung, da durch sie die Windverhältnisse mit dem nach ihrer Herkunft wechselnden Feuchtigkeitsgehalt bestimmt werden. — Was die erste Bedingung der Temperaturverteilung betrifft, so ist natürlich der Einfluß der Jahreszeiten unverkennbar. Im Winter treten daher im Norden die morphologischen Einwirkungen zurück, da die physikalische Möglichkeit der Wasseraufnahme verschwindet und der Boden unter der Schneedecke und durch Frost eine gleichmäßige Beschaffenheit erhält. Im Winter ist der Unterschied zwischen Land und Meer am größten, während er im Sommer verschwindet, da dann die physikalische Möglichkeit einer Temperaturzunahme über dem Kontinent größer ist, während die morphologische Begünstigung dem Meere zuteil wird. Beide Faktoren heben sich daher einigermaßen auf. Man vergleiche hierzu die folgenden Angaben, die auf demselben Breitenkreise die winterlichen und sommerlichen Verhältnisse der äquivalenten Temperatur und der Lufttemperatur erkennen lassen, einmal inmitten des atlantischen Ozeans, das andere Mal im Herzen Asiens.

$\varphi = 45°$. $\lambda = 35°$ W (Atlantischer Ozean). $\lambda = 100°$ E (Asien).

Januar.		Juli.	
$t = 9°$	$t = -12^1/_2°$	$t = 17°$	$t = 22°$
$\Delta t = 20°$	$\Delta t = 2^1/_2°$	$\Delta t = 33°$	$\Delta t = 26°$
$Ae\,T. = 29°$	$Ae\,T. = -10°$	$Ae\,T. = 50°$	$Ae\,T. = 48°$
Differenz $Ae\,T. = 29°$.		Differenz $Ae\,T. = 2°$.	

Hervorzuheben ist vielleicht ferner, daß offene Seen und Meeresbuchten im Winter absolut eine Erwärmung, relativ eine Abkühlung bedingen, im Sommer ist ihr Verhalten (wie auch das der Sümpfe, wasserreicher Niederungen u. s. w.) ein verschiedenes nach Süß- oder Salzwasser, nach der Tiefe, nach der Lage im Norden oder Süden. Allgemein ist ihr Verhalten wohl das umgekehrte des Winters, absolute Abkühlung bei relativer Erwärmung gegenüber den Temperaturen.

Der jährliche Gang der äquivalenten Temperatur.

Der jährliche Gang der äquivalenten Temperatur wird im großen und ganzen ein ähnlicher sein wie der Verlauf der Lufttemperatur, wenn nicht gerade lokale Verhältnisse, wie z. B. Ueberschwemmungen mit ihren günstigen Verdunstungsgebieten oder Winde, die zu bestimmten Zeiten aus bevorzugten Richtungen wehen, und einen verschiedenen Gehalt an Feuchtigkeit mit sich führen, einige Unregelmäßigkeiten in das Schema bringen. Vorausgesetzt, daß ein gewisser Wasserdampfgehalt das ganze Jahr über vorhanden ist, so wird in den Tropen, wo dank der hohen Temperatur der Dampfdruck gleichfalls ein hoher ist, und wo andererseits der Temperaturverlauf ein sehr gleichmäßiger, vom Mittel wenig abweichender ist (besonders auch über den tropischen Meeren), das Schema am ehesten erfüllt sein, Parallelität der äquivalenten Temperatur und der Lufttemperatur, indem letztere allerdings im Verhältnis zur ersteren, eine außerordentliche Erhöhung aufweisen wird. Je weiter man sich der nördlichen Zone nähert, umsomehr wird die Differenz äquivalente Temperatur—Lufttemperatur abnehmen. Der Verlauf wird ein anderer sein. Im Winter, wo die Lufttemperatur eine sehr niedrige ist, wird der Temperaturzuwachs dank dem sehr geringen Wasserdampfgehalt gleichfalls ein sehr niedriger sein, bei sehr tiefen Temperaturen wird er praktisch sogar verschwinden, d. h. die Lufttemperatur wird gleich der äquivalenten Temperatur. Im Sommer dagegen, wo die Temperatur und zugleich der Dampfgehalt, selbst in polaren Gegenden, immerhin eine gewisse Höhe erreicht, wird die Differenz eine hohe sein. Es folgt daraus, daß zur Zeit des Temperaturmaximums (auf der nördlichen Halbkugel im Juli, August) der Unterschied beider Temperaturen gleichfalls sein Maximum erreicht; zur Zeit des Minimums der Lufttemperatur wird dieser Unterschied sehr klein, im Idealfalle sogar gleich Null.

Tabelle 3.*) Jährlicher Gang zu Potsdam.**)

	b	e	t	Δt	$Ae\,T.$
Januar	754.4	3.7^	−2.0^	7.8^	5.8^
Februar	54.0	4.1	0.4	8.7	9.1
März	50.9^	4.8	4.1	10.3	14.4
April.....	53.0	5.6	8.1	12.1	20.2
Mai	52.9	7.3	12.2	15.8	28.0
Juni	53.4	9.1	16.1	19.8	35.9
Juli	52.8	**10.5**	**17.4**	**22.8**	**40.2**
August.....	53.7	10.5	17.0	22.7	39.7
September..	53.4	8.9	13.2	19.1	32.3
Oktober....	53.6	7.1	8.4	15.1	23.5
November ..	**56.5**	5.4	3.7	11.4	15.1
Dezember ..	54.0	4.3	0.1	9.1	9.2
Mittel.....	753.5	6.8	8.2	14.6	22.8
Amplitude..	5.6	6.8	19.4	15.0	34.4

*) ^ Zeichen des Minimums; das Maximum ist durch fetteren Druck hervorgehoben.

**) Beobachtungs-Periode 1893—1899, Temperatur-Mittel (nach Prof. Kremser) 1877—1896.

In den außerhalb der Tropen gelegenen Gebieten findet also eine Divergenz der äquivalenten Temperatur und der Temperatur gegen den Sommer hin statt. — Wir wollen jetzt zur Betrachtung einiger charakteristischer Beispiele übergehen; beginnen wir zunächst mit der Besprechung des jährlichen Ganges der äquivalenten Temperatur unserer Breiten (Potsdam, s. Tabelle und Figur 3). Im Januar ist in Potsdam die Temperaturzunahme Δt, d. h. die Differenz zwischen äquivalenter Temperatur und Lufttemperatur, am geringsten, etwa 7° bis 8° ($Ae\,T. = 5°8$), im Juli am höchsten $\Delta t = 22°8$ ($Ae\,T. = 40°2$). Diese Zunahme findet nicht in regelmäßigen Abständen statt, sondern sie wird größer in der Zeit von Januar bis Juli, wie aus den Differenzen der Temperaturzunahmen Δt hervorgeht:

Jan.—Febr.	März—April	Mai—Juni
0.9	1.8	4.0

In ähnlicher Weise wird von Juli bis September eine Abnahme der Differenzen eintreten. — Zu bemerken ist übrigens, daß in allen Einzelheiten die Kurve der Lufttemperatur durch die der äquivalenten reproduziert wird, und daß an den Knickungen nur die Divergenzen wechseln.

Der Verlauf der äquivalenten Temperatur im reinen Tropenklima ist zu wenig geeignet, um eingehend behandelt zu werden. In Nauru*) ($\varphi = 0° 26'$, $\lambda = 166° 58'$) ist die Amplitude der Temperatur (1894) nur 0°8 (im Dezember das Maximum = 28°1, im Januar das Minimum = 27°3). In dieselben entsprechenden Monate fällt das Maximum $Ae\,T. = 77°3$ und das Minimum $Ae\,T. = 73°3$ der äquivalenten Temperatur. Die Amplitude ist hier natürlich etwas größer als die der Lufttemperatur, nämlich 4°5, wenn auch an sich klein. Notgedrungen muß im großen und ganzen der jährliche Gang bei der Temperatur übereinstimmen. Der Temperaturzuwachs ist hier inmitten des Stillen Ozeans ein sehr beträchtlicher, im Dezember z. B. $\Delta t = 49°7$.

Ein weit interessanteres Bild zeigen die Orte mit zweimaligem Zenitstand der Sonne, wie z. B. Aden**) ($\varphi = 12° 17'$ N, $\lambda = 45° 10'$ E.)

Tabelle 4. Jährlicher Gang zu Aden.

	b	e	t	Δt	$Ae\,T.$
Januar	760	16.3^	24.4^	35.1^	59.5^
Februar	60	17.5	24.8	37.6	62.4
März	58	18.5	25.9	39.9	65.8
April	56	20.4	27.9	44.2	72.1
Mai	55	22.6	30.0	49.2	79.2
Juni	52	**22.9**	**31.1**	**50.2**	**81.3**
Juli	51^	20.6	30.5	45.4	75.9
August	52	20.3	30.0	44.6	74.6
September..	54	22.6	30.6	49.4	80.0
Oktober	58	18.5	28.1	40.3	68.4
November ..	60	16.5	25.9	35.8	61.7
Dezember ..	**61**	16.4	24.9	35.4	60.3
Mittel	756	19.4	27.8	42.3	70.1
Amplitude..	10	6.6	6.7	15.1	21.8

Dieser zweimalige Zenitstand ist ausgeprägt in einem doppelten Maximum der Lufttemperatur, das jedoch bei dem hohen Stande der Sonne nur schwach vorhanden ist (Amplitude Juni—August 1°1, August bis September 0°6). Sehr viel schärfer treten diese beiden Maxima im Gange der äquivalenten Temperatur hervor, da hier der Temperaturzuwachs infolge der stärkeren Aspiration zur Zeit der Monsune durch die feuchten Seewinde größeren Einfluß erlangt, wie dies für die Kurve der Dampfspannung e deutlich sichtbar ist. Die äquivalente Temperatur ist hier also vielmehr eine Reproduktion des jährlichen Ganges des Wasserdampfgehaltes. Die mittlere Differenz der Mittelwerte beider Temperaturen ist gleichfalls eine sehr hohe $\Delta t = 42°3$; zur Zeit der Maxima erreicht die Differenz beider Temperaturen 50°2 und 49°4, während des Minimums wird $\Delta t = 35°1$. Die Temperaturzunahmen zeigen also immerhin eine Differenz von 14°3. —

*) M. Z. 1899. **) Indian Meteorological Memoirs, Vol. IX.

Kurz besprochen sei noch, anschließend hieran, der jährliche Gang der äquivalenten Temperatur zu Batavia ($\varphi = 5° 8' S$, $\lambda = 106° 50' E$), wo dieselbe eine Resultante des Verlaufs der Lufttemperatur und des der Dampfspannung zu sein scheint. Auch hier haben wir zwei wenig hervortretende Maxima der Lufttemperaturen (im Mai und Oktober $t = 26°4$), deren ersterem aber ein Hauptmaximum der äquivalenten Temperatur ($Ae\,T. = 72°4$) entspricht, während das zweite Maximum der Lufttemperatur nur ein sehr schwaches sekundäres der äquivalenten Temperatur als Gegenstück hat. Die Minima sind ausgeprägt, und zwar fällt das Hauptminimum der äquivalenten Temperatur zusammen mit dem sehr schwachen sekundären der Lufttemperatur (allerdings um einen Monat verspätet, in den August) während das Hauptminimum der

Tabelle 5. Jährlicher Gang zu Batavia.

	b	e	t	Δt	$Ae\,T.$
Januar	759	20.9	25.3^	44.6	69.9
Februar	59	21.0	25.4	44.9	70.3
März	59	21.2	25.8	45.3	71.1
April.....	58^	**21.5**	26.3	**46.1**	**72.4**
Mai	58^	21.4	**26.4**	45.9	72.3
Juni	59	20.7	26.0	44.4	70.4
Juli	59	19.7	25.7^	42.3	68.0
August.....	59	19.2^	26.0	41.3^	67.3^
September..	**59**	19.6	26.3	42.2	68.5
Oktober....	59	20.1	**26.4**	43.2	69.6
November ..	59	20.5	26.1	44.0	70.1
Dezember ..	58	20.6	25.6	44.1	69.7
Mittel.....	759	20.5	25.9	44.0	70.0
Amplitude..	1	2.3	1.1	4.8	5.1

letzteren zusammenfällt mit einem ganz schwachen Minimum der äquivalenten Temperatur. Diese besitzt ein ganz geringes drittes Minimum auch noch im Dezember (siehe Tabelle 5 und Figur 5). Der jährliche Gang der Dampfspannung, bedingt durch den Einfluß des Wechsels von Sommer- und Wintermonsun sowie lokaler Windströmungen,*) zeigt einen einfachen Verlauf mit einem Maximum (Seewinde) ungefähr zur Zeit des ersten Maximums der Lufttemperatur und ein deutliches Minimum (ablandige Winde) zusammenfallend mit dem der äquivalenten Temperatur. Diese folgt also in bezug auf ihr Hauptmaximum (April) vor allem der Dampfspannung (in zweiter Linie aber der Lufttemperatur). Infolge eines ganz geringen Fallens der ersteren und eines ebenso geringen Steigens der letzteren bis zum Mai herrscht bis zu diesem Monat eine fast vollkommene Konstanz der äquivalenten Temperatur. Ihr Hauptminimum ist ein Abbild des Minimums der Dampfspannung. Das zweite Maximum ist bedingt durch das Dezember-Minimum, das seinerseits abhängt von einer Stockung im Ansteigen der Dampfspannung bei fallender Lufttemperatur. Das Januar-Minimum endlich ist bedingt durch das Januar-Minimum der Lufttemperatur.

Als Beispiel des sehr lehrreichen Verhaltens der äquivalenten Temperatur in einem Monsungebiet ist Kalkutta ($\varphi = 22° 33' N$, $\lambda = 86° E$) gewählt (s. Tabelle 6 und Fig. 6).

Mit dem kräftigeren Ansteigen der Lufttemperatur findet dank der stark wasserhaltigen Atmosphäre über dem Gangesdelta zunächst ein außerordentliches, fast gradliniges Emporsteigen der äquivalenten Temperatur statt. Wenn dann plötzlich nach genügender Erhitzung des Bodens der Sommermonsun einsetzt und vom Meere her Kühlung bringt, wird einer weiteren Erhöhung der Lufttemperatur ein Ziel gesetzt, und sie bleibt zunächst bis zum Juni ziemlich konstant, um dann sogar während des stärksten Wehens des Monsuns im Hochsommer langsam zu sinken. Beim Nachlassen des Monsuns, wenn die Sonne ihren Einfluß direkt wieder geltend macht, bleibt die Temperatur bis in den Herbst hinein recht konstant und sinkt dann, schließlich sogar außerordentlich rasch, unter dem Einfluß des dem abgekühlten Inneren entstammenden Wintermonsuns. Ganz anders ist das Verhalten der äquivalenten Temperatur nach dem Einsetzen des sommerlichen Windes; sie steigt dann dank der reichen ins Land gebrachten Feuchtigkeit weiterhin bis zu einem Maximum ($Ae\,T. = 83°5$) im Juni, um dann, sich wieder dem Verlauf der Temperatur anschließend, langsam bis zum Herbst zu sinken. Zu dieser Zeit veranlaßt der trockene Wintermonsun ein noch stärkeres Fallen der

*) Siehe Atlas des Indischen Ozeans der Deutschen Seewarte.

Tabelle 6. Jährlicher Gang zu Calcutta.*)

	b	e	t	Δt	$Ae\,T.$
Januar	**762**	11.0^	18.4	23.6^	42.0^
Februar	61	12.0	20.6	25.9	46.5
März	58	17.1	26.0	37.1	63.1
April.....	55	21.1	29.5	46.0	75.5
Mai	53	23.1	**29.6**	50.3	79.9
Juni.....	51	**24.9**	29.3	**54.0**	**83.3**
Juli	50^	**24.9**	28.3	53.9	82.2
August.....	52	24.7	28.0	53.3	81.3
September..	54	24.5	28.0	52.8	80.8
Oktober	58	21.5	26.6	46.2	72.8
November ..	61	15.0	22.2	32.9	55.1
Dezember ..	62	11.3	18.2^	24.2	42.4
Mittel	756	19.2	25.4	41.4	66.8
Amplitude..	12	13.9	11.4	20.4	41.4

äquivalenten Temperatur als der Lufttemperatur. — Die Differenzen beider Temperaturen sind in den Sommermonaten ganz außerordentliche (Δt im Juni = 54°) wie wohl überall in feuchten Seewinden ausgesetzten Gegenden warmer Länderstriche. Da der Sommermonsun abgelenkt das Gangestal aufwärts strömt, so wird hier überall ein höherer Wärmegehalt gegenüber der Umgegend vorhanden sein. Gerade aber das Gangestal ist ein bevorzugtes Gebiet häufiger und verheerender Zyklonen im Hochsommer, und so findet man auch hier wieder ein vorzügliches Beispiel für die Annahme Herrn v. Bezold's, daß die Depressionen Gebiete hohen Wärmegehalts bevorzugen.

Erwähnen möchte ich hier noch kurz, daß man aus dem Verlaufe aller dieser Kurven (insbesondere auch der für den Monsun) wohl manche klimatische Eigentümlichkeit erkennen kann, insbesondere auch soweit klimatische Faktoren den Menschen berühren. Wir finden hier widergespiegelt den bedenklichen und unangenehmen Wechsel zwischen schwüler und drückender Witterung nach dem Einsetzen des Monsuns und der austrocknenden Wirkung während des Winters; letztere würde vielleicht noch mehr hervortreten in manchen Gegenden Süd-Indiens, wo wasserlose Wüsten nordwärts liegen, der die Winde entströmen.**)

Während man in den bisher betrachteten Gebieten, die fast alle am Meere lagen, einen reichen Wasserdampfgehalt voraussetzen konnte, wollen wir jetzt noch ein wasserarmes Gebiet betrachten, wo die Verdunstung und daher der Wasserdampf der Luft notgedrungen spärliche sein müssen. Gewählt wurden, um einen

Tabelle 7a.

Jährlicher Gang***) zu $\varphi = 40°\,\mathrm{N}$, $\lambda = 60°\,\mathrm{E}$ (Kara Kum-Wüste).

	b	e	t	Δt	$Ae\,T.$
Januar	**769**	2.9^	−2.0^	6.1^	4.1^
Februar	68	3.7	1.4	7.8	9.2
März	64	4.9	9.4	10.6	20.0
April.....	61	7.0	16.7	15.3	32.0
Mai	59	8.5	23.5	18.9	42.4
Juni.....	56	**9.3**	28.4	**21.1**	49.5
Juli	55^	9.0	**29.6**	20.6	**50.2**
August.....	57	9.0	27.0	20.3	47.3
September..	61	7.5	21.5	16.7	38.2
Oktober	66	5.3	14.2	11.6	25.8
November ..	68	4.4	6.0	9.3	15.3
Dezember ..	68	3.9	1.3	8.2	9.5
Mittel	762	6.5	14.9	14.1	29.0
Amplitude..	14	6.4	31.6	15.0	46.1

*) Discussion of hourly observations of temperature etc. at the Alipore observatory by A. Douglas (1881—1895).
**) Vgl. die allg. Schilderung des Klimas im Pantschab von J. N. Merck (8 Vorträge über das Pantschab), Bern 1869.
***) Zur Berechnung benutzt die aus den Kurven des „Atlas Climatologique de l'Empire de Russie" interpolierten Werte.

Vergleich zu haben, zwei Orte desselben Breitengrades ($\lambda = 40°$ N), die eine Längendifferenz von nur 10° aufweisen. Einer in der Wüste Kara-Kum ($\lambda = 60°$), der andere am Westufer des Kaspisees (s. Tabelle 7a und b und Fig. 7a und b).

Tabelle 7b.

Jährlicher Gang zu $\varphi = 40°$ N, $\lambda = 50°$ E (Westufer des Kaspi-Sees).

	b	e	t	Δt	$Ae\,T.$
Januar	**767**	4.2^	2.6^	8.8^	11.4^
Februar	66	5.2	2.9	10.9	13.8
März	64	6.3	6.6	13.2	19.8
April.....	62	7.8	11.0	16.6	27.6
Mai	61	11.3	18.0	24.2	42.2
Juni.....	58	15.0	22.0	32.4	55.3
Juli	57^	16.5	**25.8**	35.9	61.7
August.....	59	**17.7**	**25.8**	**38.2**	**64.0**
September..	62	14.7	21.6	31.5	53.1
Oktober....	65	12.0	16.4	25.3	41.7
November ..	66	8.5	10.8	17.8	28.6
Dezember ..	66	6.3	6.2	13.2	19.4
Mittel	763	10.6	14.8	22.4	37.2
Amplitude..	10	13.5	23.2	29.4	52.6

Vergleichen wir zunächst die Lufttemperaturen, so zeigt natürlich die Wüste mit ihrer starken Ausstrahlung im Winter, der großen Erwärmung des Bodens im Sommer größere Differenzen zwischen Maximum und Minimum; letzteres erreicht trotz der südlichen Lage —2° (Amplitude = 31°6). Der am Kaspisee gelegene Punkt hat ein durch das Wasser relativ gemäßigtes Klima (Amplitude = 23°2). Maximum und Minimum erreichen nicht das der Wüste. Im Verlauf sind die beiden Kurven der Lufttemperatur ähnlich, desgleichen die der äquivalenten Temperatur, nur daß das Maximum am Kaspisee um einen Monat verspätet in den August fällt, da dann die Erwärmung über dem See erst ihren Höhepunkt erreicht. Die großen Unterschiede der beiden durch eine verhältnismäßig nur geringe Entfernung getrennten Punkte tritt hervor, wenn man die Differenzen der äquivalenten Temperatur—Lufttemperatur betrachtet. Es ist deutlich ersichtlich, daß das Seeufer während aller Monate einen größeren Temperaturzuwachs erhält als die Wüste. Dies würde in jedem Falle im Winter stattfinden, da bei der niederen Lufttemperatur der Wasserdampfgehalt an sich geringer im Landinnern als an der Küste ist. Der besondere Charakter der Wüste tritt erst in den Sommermonaten hervor, wo doch einer höheren Temperatur ein höherer Wasserdampfgehalt und darum eine höhere äquivalente Temperatur entsprechen sollten. Hier aber sehen wir, daß einem hohen Maximum der Lufttemperatur im Vergleich zur Kaspiseeküste ein niederes der äquivalenten entspricht. Sichtbar wird der Unterschied, wenn man die Zunahme der Differenzen Δt beider Punkte vergleicht, die während des Winters ziemlich konstant, im Sommer ein starkes Steigen (Mai—August) erkennen lassen, um dann wieder zu sinken.

Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
2°7	3°1	2°6	1°3	5°3	11°3	15°3	17°9	14°8	13°7	8°5	5°0

Die Amplitude der äquivalenten Temperatur ist aus demselben Grunde (trotz des weniger exzessiven Minimums) am Kaspisee eine größere (= 52°6) als in der Kara-Kum (Amplitude = 46°1); die Amplitude der äquivalenten Temperatur beider Orte verhält sich also umgekehrt wie die der Lufttemperatur. — In anderen Wüsten, die noch typischer sind, wie z. B. die Gobi, wird der Temperaturzuwachs wahrscheinlich noch weit geringer sein, insbesondere, wenn hohe Randgebirge die Winde zu einer außerordentlich starken Abgabe ihrer Feuchtigkeit zwingen, und lokal gar keine Verdunstung stattfindet. Hinweisen möchte ich auch hier wieder auf das Verhalten der Depressionen, welche die „wärmearmen" Wüsten und Steppen vermeiden und im Gegenteil auf kürzestem Wege nach Gegenden erhöhten Energiegehalts (wasserreichen Gebieten) zu gelangen streben.

Ein jährlicher Gang in Polarländern, der keine Besonderheit irgend welcher Art bietet, dürfte zu geringes Interesse haben, um hier noch erörtert zu werden. Die Differenz beider Temperaturen wird im

Winter notgedrungen verschwinden, im Sommer aber einen geringen Wert erreichen. Folgende Angaben von Fort Conger*) ($\varphi = 81°44'$ N, $\lambda = 64°45'$ E), an der Westküste Grönlands im äußersten Norden gelegen, mögen genügen (vergl. auch die nördlichsten Breiten Asiens in Anlage und Karte III).

	b	e	t	Δt	$Ae\,T.$
Januar	755	0.1	−38.4	0.2	−38.2
Juli	58	4.4	2.8	9.3	13.7
Mittel	759	0.8	−19.8	1.8	−18.0
Amplitude ..	4	4.3	41.2	9.1	51.9

Angebracht wäre an dieser Stelle vielleicht eine kleine theoretische Erörterung über die Frage, bei welcher Lufttemperatur unter dem Gefrierpunkt, bei welchem Wasserdampfgehalt die äquivalente Temperatur noch gerade 0° erreichen kann. Unter Voraussetzung, daß $b = 760$ mm ist, haben wir die Gleichung (siehe Seite 2)

$$Ae\,T. = t + \Delta t = t + \frac{(606.5 + 0.305\,t)f}{307\,\frac{a}{a+t}} = 0.$$

Daraus folgt

$$f = \frac{t\left(307\,\frac{a}{a+t}\right)}{606.5 + 0.305\,t}$$

Setzt man der Reihe nach für t seine negativen Werte ein, so erhält man die dazu gehörigen Wasserdampfmengen, deren latente Wärme eine Erhöhung der Lufttemperatur auf die äquivalente Temperatur 0° zur Folge hätte. Trägt man die Werte −1°, −2°, −3° u. s. f. auf der Abszisse ab, so sind die Ordinaten der zugehörigen Werte des Wasserdampfs in gr/kbm 0.50, 1.00, 1.49, 1.99, 2.47, 2.96 gr oder abgerundet 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0 gr. — Da aber mit 3.0 gr Wasser für −6° die Sättigung erreicht ist, so ist der Grenzwert der Lufttemperatur gefunden, bei dem überhaupt die äquivalente Temperatur noch auf 0° steigen kann. Für die dazwischen liegenden Lufttemperaturen 0° bis −6° ergibt sich folgende sehr einfache Relation: Die äquivalente Temperatur wird 0° für $f = \frac{t}{2}$. Ist z. B. $t = -4.8°$, so wird (bei $f = 2.4$ gr Wasser pro kbm) die äquivalente Temperatur $Ae\,T. = 0°$ (vergl. übrigens den Verlauf der 0°-Kurve auf Karte IIa und IIIa).

Der tägliche Gang der äquivalenten Temperatur.

Was über den jährlichen Gang der äquivalenten Temperatur gesagt wurde, gilt entsprechend modifiziert auch für ihren täglichen Gang. Da, wo die tägliche Amplitude der Lufttemperatur eine geringe ist, wird auch hier, wenn nicht bestimmte Windrichtungen Störungen verursachen, die äquivalente Temperatur der ersteren ziemlich parallel verlaufen, während bei großen Amplituden, etwa auf Hochflächen, gegen Mittag gleichfalls starke Divergenzen der äquivalenten Temperatur gegen die Lufttemperatur auftreten werden. — In den tropischen Gebieten, insbesondere am Meer gelegenen, wird in der Regel die Differenz beider Temperaturen eine große sein, aber wegen der Kleinheit der Amplitude der Verlauf ein ziemlich übereinstimmender. — Im Winter (höherer Breiten) wird die Differenz kleiner als im Sommer; insbesondere wird der Unterschied der Differenzen Δt auf den Kontinenten fühlbar werden. Nicht nur, daß die täglichen Temperaturextreme hier im Sommer besonders ausgeprägt sind, sondern vor allem, weil im Winter durch die größtenteils ablandigen Winde die Kontinente einen Mangel an Wasserdampf aufweisen, und ferner der lokalen Verdunstung durch das Gefrieren von Seen, Sümpfen u. s. w. ein Ziel gesetzt ist. Im Sommer dagegen wird im großen und ganzen überall, infolge der meist landeinwärts wehenden Winde, die Feuchtigkeit gleichmäßig verbreitet werden; die lokale Verdunstung ist begünstigt, der Wasserdampf relativ reichlich vorhanden. Die Divergenz in nördlichen Gebieten wird eine kleine sein, da die täglichen Amplituden gegenüber der jährlichen weit zurückbleiben; wir werden hier also, abweichend vom jährlichen Verlauf, eine ziemliche Parallelität der Kurven erwarten können. — Es wird vorteilhaft sein, diese Verhältnisse an einigen

*) M. Z. 1890. (Meteorolog. Ergebnisse der Lady Franklinbai-Expedition. Fort Conger 1881/83.)

Beispielen klar zu machen, und wir wollen zu diesem Zwecke zunächst den täglichen Gang der äquivalenten Temperatur in Potsdam betrachten (siehe Tabelle und Fig. 8a und 8b).

Die Parallelität der Januar- wie der Juli-Kurven ist eine große. Minimum und Maximum stimmen überein. Die Maxima beider Monate fallen auf 2^p, die Minima im Winter auf 6^a, im Sommer auf 8^a. Eine gewisse Differenz im Temperaturzuwachs ist trotzdem vorhanden, im Januar eine kleinere, 0°7, als im Juli, 1°2. Bemerkenswert ist, daß die größte Temperaturzunahme im Winter, wie zu erwarten, mit dem Temperatur- (und auch dem Dampfdruck-) Maximum übereinstimmt, im Juli aber gleichzeitig mit dem Minimum des Dampfdrucks auf den Abend (8^a) fällt. Das Minimum der Temperaturzunahme stimmt umgekehrt im Sommer mit dem Minimum der Lufttemperatur überein und fällt auch im Januar um dieselbe Zeit (4^a), verfrüht sich also hier um 2 Stunden gegenüber dem der Lufttemperatur.

Tabelle 8a.

Täglicher Gang im Januar (Potsdam).*)

Zeit:	*b*	*e*	*t*	Δt	*Ae T.*
1^a	754	3.6	−2.7	7.6	4.9
2	54	3.6	−2.8	7.6	4.8
3	54	3.6	−2.8	7.6	4.8
4	54	3.6^	−2.9	7.6^	4.7
5	54	3.6	−2.9	7.6	4.7
6	54	3.6	−3.0^	7.6	4.6^
7	54	3.7	−2.9	7.8	4.9
8	54	3.7	−2.9	7.8	4.9
9	55	3.7	−2.7	7.8	5.1
10	55	3.7	−2.2	7.8	5.6
11	55	3.8	−1.4	8.0	6.6
Mittag	55	3.9	−0.8	8.2	7.4
1^p	54	3.9	−0.4	8.3	7.9
2	54	**3.9**	**−0.3**	**8.3**	**8.0**
3	54	3.9	−0.6	8.3	7.7
4	54	3.8	−1.0	8.0	7.0
5	54	3.8	−1.4	8.0	6.6
6	54	3.8	−1.6	8.0	6.4
7	54	3.8	−1.8	8.0	6.2
8	54	3.8	−1.9	8.0	6.1
9	55	3.8	−2.0	8.0	6.0
10	55	3.7	−2.2	7.8	5.6
11	55	3.7	−2.4	7.8	5.4
Mittern.	55	3.7	−2.5	7.8	5.3
Mittel	754	3.7	−2.0	7.9	5.9
Amplit.	1.0	0.3	2.7	0.7	3.4

Tabelle 8b.

Täglicher Gang im Juli (Potsdam).

Zeit:	*b*	*e*	*t*	Δt	*Ae T.*
1^a	753	10.7	14.5	22.9	37.4
2	53	10.6	14.1	22.7	36.8
3	53	10.5	13.8	22.5	36.3
4	53	10.4	13.5^	22.2^	35.7^
5	53	10.5	13.6	22.4	36.0
6	53	10.6	14.2	22.7	36.9
7	53	10.8	15.6	23.2	38.8
8	53	10.7	16.8	23.1	39.9
9	53	10.6	18.1	23.0	41.1
10	53	10.3	19.2	22.5	41.7
11	53	10.2	19.9	22.4	42.3
Mittag	53	10.2^	20.6	22.4	43.0
1^p	53	10.2	21.0	22.5	43.5
2	53	10.3	**21.3**	22.7	**44.0**
3	53	10.3	21.2	22.7	43.9
4	52	10.4	21.0	22.9	43.9
5	52	10.5	20.5	23.1	43.6
6	52	10.6	19.7	23.2	42.9
7	53	10.7	18.7	23.3	42.0
8	53	**10.8**	17.4	**23.4**	40.8
9	53	**10.8**	16.5	23.3	39.8
10	53	10.8	15.8	23.2	39.0
11	53	10.8	15.3	23.2	38.5
Mittern.	53	10.7	14.8	22.9	37.7
Mittel	753	10.5	17.4	22.8	40.2
Amplit.	1	0.6	7.8	1.2	8.3

Die Betrachtung einer Aequatorialstation können wir unterlassen, da der Gang der äquivalenten Temperatur ein zu gleichmäßiger und dem der Lufttemperatur vollkommen analog ist. Die Amplitude des Temperaturzuwachses beträgt in Batavia im Laufe eines Tages etwa nur 3°; der Temperaturzuwachs an sich ist groß und schwankt um $\Delta t = 45°$. Das Mittagsmaximum der äquivalenten Temperatur erreicht im Mai fast 77°. Bei einer Amplitude von 10° wird das Minimum 67°. Die Amplitude der Lufttemperatur ist geringer (Amplitude = 7°).

Tabelle und Figur 9a und 9b dienen zur Veranschaulichung des im einzelnen etwas unregelmäßigen täglichen Ganges der äquivalenten Temperatur zu Aden; die Differenz des Temperaturzuwachses Δt ist hier im Sommer und Winter recht verschieden. Im Januar haben wir eine Amplitude der Temperaturdifferenzen Δt von 1°7; die Kurve der äquivalenten Temperatur folgt hauptsächlich der der Lufttemperatur. Gewisse Einzelheiten allerdings, wie die kleine Nachmittagsdepression, hängen deutlich vom Verlaufe der Dampfspannung ab. Die Amplitude der äquivalenten Temperatur unterscheidet sich nur wenig von der der Luft-

*) 1893—1899.

Temperatur (3°6 gegen 3°0), da die im Winter ablandig wehenden Winde ein kräftiges Ansteigen der äquivalenten Temperatur um die Mittagszeit aus Mangel an Wasserdampf nicht ermöglichen. Dies ist dagegen wohl der Fall im Sommer zur Zeit des Zenitalstandes der Sonne in Aden, wo, abgesehen von der höheren Lufttemperatur von der See herwehende Winde Wasserdampf und damit latente Wärme landeinwärts führen; während derart die Amplitude der Lufttemperatur fast die gleiche bleibt wie im Winter (3°2), wächst die der äquivalenten Temperatur um mehr als das Doppelte (auf 7°9). Auch die Differenz des Temperaturzuwachses infolge der erhöhten Amplitude der Dampfspannung (3.4 mm) wird weit ausgeprägter (7°0). Es darf daher nicht wundernehmen, wenn der im einzelnen etwas unruhige Gang der äquivalenten Temperatur hier sehr stark vom Dampfdruck beeinflußt wird, so fällt das Maximum des größten Wasserdampfgehaltes zusammen mit dem Maximum der äquivalenten Temperatur (11^a), während bei Eintritt des Maximums der Lufttemperatur ein starkes Fallen der äquivalenten Temperatur zu konstatieren ist. Eine um dieselbe Zeit auftretende vertikale Luftbewegung, welche den Wasserdampf in höhere wasserärmere Schichten entführt, läßt den Dampfdruck beträchtlich sinken. Auch das Abendminimum der äquivalenten Temperatur folgt ein wenig verschoben dem Dampfgehalt, während das Temperaturminimum (5^a) nur ein sehr geringes sekundäres Minimum der äquivalenten Temperatur zeitigt. Die Werte der äquivalenten Temperatur erreichen in Aden ganz besonders hohe Werte, das Maximum 85°6. Die Differenz beider Temperaturen ist im Sommer (50°3) weit höher als im Winter (35°1). — Erwähnenswert ist als Unterschied dieser tropischen Regionen gegenüber den gemäßigten, daß in Aden z. B. die Lufttemperatur des Juni bei weitem nicht die äquivalente Temperatur des Januars erreicht (zu keiner Tagesstunde), während in Potsdam die sommerliche Lufttemperatur die äquivalente Temperatur des Winters übersteigt (und zwar während aller Stunden des Tages).

Tabelle 9a.

Täglicher Gang im Januar (Aden).*)

Zeit	*b*	*e*	*t*	Δt	*Ae T.*
1^a	760	16.4	23.5	35.2	58.7
2	60	16.3	23.4	35.0	58.4
3	60	16.3	23.4	35.0	58.4
4	60	16.2	23.4	34.8	58.2
5	60	16.1	23.2	34.5	57.7 ^
6	60	16.3	23.1 ^	34.9	58.0
7	61	16.4	23.2	35.1	58.3
8	61	16.5	23.7	35.4	59.1
9	62	16.5	24.3	35.4	59.7
10	62	**16.6**	25.0	35.7	60.7
11	61	16.4	25.6	35.4	61.0
Mittag	61	16.4	25.8	35.5	**61.3**
1^p	60	15.8	26.0	34.3	60.3
2	59	15.7 ^	**26.1**	34.1 ^	60.2
3	59	15.9	25.9	34.6	60.5
4	59	15.9	25.7	34.5	60.2
5	59	15.9	25.2	34.5	59.7
6	60	16.2	24.7	35.0	59.7
7	60	16.4	24.2	35.3	59.5
8	60	16.5	24.1	35.5	59.6
9	60	16.6	24.0	35.6	59.6
10	61	16.6	23.9	35.6	59.5
11	61	**16.7**	23.8	**35.8**	59.6
Mittern.	60	16.6	23.7	35.6	59.3
Mittel	760	16.3	24.4	35.1	59.5
Amplitude	3	1.0	3.0	1.7	3.6

Tabelle 9b.

Täglicher Gang im Juni (Aden).

Zeit	*b*	*e*	*t*	Δt	*Ae T.*
1^a	751	22.0	30.4	48.2	78.6
2	51	22.9	30.1	50.0	80.1
3	51	23.5	29.8	51.2	81.0
4	52	24.0	29.6	52.2	81.8
5	52	24.1	29.3 ^	52.3	81.6
6	52	24.1	29.4	52.3	81.7
7	53	24.3	29.8	52.8	82.6
8	53	**24.4**	30.6	53.1	83.7
9	53	24.0	31.3	52.4	83.7
10	53	24.3	31.9	53.2	85.1
11	53	**24.4**	32.2	**53.4**	**85.6**
Mittag	53	24.3	32.2	53.3	85.5
1^p	52	24.3	32.1	53.3	85.4
2	51	24.1	32.2	52.9	85.1
3	51	23.0	32.4	50.8	83.2
4	50	22.0	**32.5**	48.7	81.2
5	50	21.7	32.3	48.0	80.3
6	50	21.5	31.9	47.6	79.5
7	51	21.0 ^	31.5	46.4 ^	77.9
8	51	21.1	31.2	46.6	77.8
9	52	21.2	31.0	46.7	77.7 ^
10	52	21.5	30.9	47.3	78.2
11	51	21.3	30.8	46.9	77.7 ^
Mittern.	51	21.6	30.7	47.5	78.2
Mittel	752	22.9	31.1	50.3	81.4
Amplitude	3	3.4	3.2	7.0	7.9

Ein sehr interessantes Beispiel für den täglichen Gang der äquivalenten Temperatur in ihrem heterogenen Verlauf zur Lufttemperatur bieten die Küsten, die unter dem Einfluß des Land- und Seewindes stehen.

*) 1888 bis 1893.

In unserem Falle sind die Beobachtungen selbstregistrierender Apparate für relative Feuchtigkeit und Temperatur an der Senegambischen Küste*), wo das Phänomen besonders schön ausgebildet ist, zur Berechnung benutzt (s. Tabelle und Fig. 10).

Tabelle 10. Täglicher Gang im Februar (Küste von Senegambien).

Zeit	b	e	t	Δt	$Ae\,T.$
8. II. 6^a	762	3.3	20.0	7.6	27.6
9^a	62	3.4	27.0	8.0	35.0
Mittag	62	3.2	31.9	7.7	39.6
3^p	62	2.4	34.4	5.9	40.3
6^p	62	16.2	21.1	34.3	55.4
9^p	62	15.7	22.0	33.2	55.2
Mitternacht	62	2.5	23.1	5.9	29.0
3^a	62	3.0	21.2	6.9	28.1
9. II. 6^a	62	3.0	20.1	6.9	27.0
9^a	62	2.5	22.8	5.9	28.7
Mittag	62	2.2	30.0	5.4	35.4
3^p	62	1.8	32.4	4.4	36.8
6^p	62	13.7	22.0	29.5	51.5
9^p	62	2.4	25.3	5.7	31.0
Mitternacht	62	2.6	22.4	6.1	28.5
3^a	62	2.5	20.2	5.8	26.0
10. II. 6^a	62	2.5	18.4	5.8	24.2
9^a	62	2.2	20.7	2.2	25.9
Mittag	62	2.4	29.4	5.8	35.2
3^p	62	3.2	30.0	7.6	37.6
6^p	62	12.1	23.9	26.4	50.3
9^p	62	3.2	25.8	7.5	33.3
Mitternacht	62	3.5	21.8	8.1	29.9

Die Lufttemperatur zeigt um 6^a ihr Minimum und steigt dann unter dem Einflusse der starken Erwärmung des Bodens rapide bis gegen Mittag, dann, wenn der dem heißen Innern entstammende Landwind (aus NE) einschlummert, etwas langsamer an. Um etwa 3 Uhr ist das Maximum erreicht, da jetzt mit ziemlicher Plötzlichkeit die Kühlung bringende Seebrise einsetzt. Ein außerordentliches Sinken der Lufttemperatur ist die Folge, die um 6 Uhr nachmittags ein ausgeprägtes sekundäres Minimum erreicht. Hierauf, nach dem Aussetzen des Seewinds, folgt wieder ein langsames Steigen bis zu einem zweiten naturgemäß viel niederen Abendmaximum. Dieses würde auch bei natürlichem Verlauf der Temperaturkurve, also ohne eine durch den Wind bedingte Variation, erreicht werden, und die Temperatur sinkt nun, teils unter dem Einfluß des jetzt durch Ausstrahlung im Hinterlande kühlen Landwindes bis zum Hauptminimum bei Sonnenaufgang. — Die äquivalente Temperatur steigt zunächst parallel mit der Lufttemperatur bis zum Nachmittage an, mit einer für tropische Gegenden außerordentlich geringen Differenz (am 8. Februar Δt im Mittel = 7°3). Erklärt wird dieser Umstand durch den geringen Wasserdampfgehalt des trockenen Landwindes; der Wasserdampf kann aus diesem Grunde der Temperatur nicht folgen. In dem Augenblicke aber, wo der Seewind einsetzt, erfolgt eine sehr große Zunahme; das Hauptmaximum der äquivalenten Temperatur wird gleichzeitig mit dem sekundären Minimum der Lufttemperatur erreicht (Differenz Δt am 8. Februar um 6^p = 34°3). Wohl nirgends ist der Unterschied zwischen scheinbarem Wärme- und warmem Wärmegehalt deutlicher gekennzeichnet wie durch dies völlig entgegengesetzte Verhalten der Lufttemperatur und der äquivalenten Temperatur. Während erstere (8. Februar) in drei Stunden um 13°1 fällt, steigt letztere in derselben Zeit um 15°1, indem der Temperaturzuwachs Δt sich von 5° auf 34°1 erhöht. Nach kurzer Zeit der Konstanz (von 6^p bis 9^p), bedingt durch das Einschlummern der Brise, tritt dann bis Mitternacht als Folge des jetzt auf das verhältnismässig wärmere Meer hinwehenden Landwindes, auf diese Weise ungleich deutlicher erkennbar als an der Lufttemperatur, ein sehr starkes Sinken der äquivalenten Temperatur ein. Auch hier zeigt sich wieder ein heterogenes Verhalten zur Lufttemperatur, da diese, wie wir sahen, jetzt langsam steigt. In der zweiten Nachthälfte setzt die äquivalente Temperatur endlich, sich mit geringer Differenz (Trockenheit

*) Angot, Météorologie.

des Windes!) der Lufttemperatur wieder anschmiegend, ihren natürlichen Gang fort. Die äquivalente Temperatur zeigt auf diese Weise nur ein Maximum und ein Minimum im Laufe von 24 Stunden gegenüber einem doppelten Maximum und doppelten Minimum der Lufttemperatur.

Interessant ist bei dem Verlauf der Kurven in den beiden letzten Beispielen der große Einfluß des Windes, der hier fast unmittelbar abzulesen ist. Auch die klimatologische Bedeutung dieser Kurven tritt hier noch deutlicher hervor. Man wird z. B. erkennen, daß (zur Trockenzeit!) die Nächte relativ kühl, trocken und angenehm sind, daß aber mit dem Steigen der Sonne die trockene Hitze unbequem, der der Wüste entstammende Wind als Glutwind empfunden wird bis zu dem Augenblicke, wo am Vormittage die kühle Seebrise einsetzt. Diese wird zunächst Erleichterung schaffen, bis sie bei zunehmender Luftfeuchtigkeit (hoher Werte äquivalenter Temperatur) schwül und damit lästig wird. Erst mit dem Einsetzen des Landwindes am späten Abend haben die Bewohner wieder günstigere Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse zu erwarten (Sinken der Temperatur und der äquivalenten Temperatur bei Verkleinerung der Temperaturdifferenz Δt). Aus alledem kann man entnehmen, daß das Klima Senegambiens zur regenlosen Zeit noch nicht das unangenehmste sein wird, wenn auch der Gesundheit nicht übermäßig zuträglich. Erkältungskrankheiten sind häufig, wenn nicht, zumal in der Nacht, genügende Vorsicht waltet. — Weit ungünstiger werden allerdings die klimatischen Verhältnisse im Sommer sein, wo aus dem überschwemmten Hinterlande wasserdampfgesättigte Luft an die Küste gelangt, die äquivalente Temperatur also während der Nachtstunden kaum sinken, vielleicht sogar noch ansteigen kann. Die große Differenz beider Temperaturen bei einer ohnehin hohen Lufttemperatur wird anzeigen, daß zur Sommerzeit Malaria und andere Fieber ihren Einzug halten, die Ungunst des Klimas ihren Höhepunkt erreicht. Das Eintreten der Seebrise, des „Doktors", wird jetzt doppelt angenehm empfunden.

Verlauf der äquivalenten Temperatur während eines Föhns.

Anschließend an den täglichen Gang der äquivalenten Temperatur soll noch ihr Verlauf bei zwei charakteristischen Wettertypen, der Bora und dem Föhn, besprochen werden. Bei beiden ist der Einfluß des Windes wieder von größter Bedeutung.

Um den Unterschied zwischen Wärme und Temperatur nochmals kurz zu beleuchten, seien die Verhältnisse während des Uebergangs eines Sciroccos in eine Bora besprochen (s. Tabelle und Fig. 11).

Tabelle 11.

Verlauf der meteorologischen Elemente während der Bora. — Lesina.*)

	b	e	t	Δt	$Ae T.$
17. Januar 1885 ...	759	7.7	11.0	16.3	27.3
18. „ 1885 ...	62	5.0	11.9	10.9	22.9
19. „ 1885 ...	59	2.0	1.8	4.3	6.2

Am 17. Januar herrschte in Lesina noch der schwüle Scirocco, gekennzeichnet durch eine große Differenz beider Temperaturen bei ostsüdöstlichen Winden. Nach Einsetzen der Bora dreht der Wind zunächst nach E und nimmt einen föhnartigen Charakter an, d. h. die Lufttemperatur steigt noch während die äquivalente Temperatur vom 17. zum 18. um 4°4 sinkt. Erst vom 18. zum 19. wird, nachdem der Wind weiter nach ENE herumgegangen ist, auch an der Lufttemperatur der Einfluß der Bora sichtbar; sie geht um 10°1 herunter, während der Abfall der äquivalenten Temperatur allerdings noch bedeutender ist (16°4). Es findet also zuerst eine Konvergenz statt, danach eine Divergenz; das Eintreten der Bora ist im Wärmegange weit früher zu erkennen als an der Lufttemperatur.

Gehen wir jetzt zu dem die warmen Wärmeverhältnisse noch besser illustrierenden Beispiele eines Föhns über. Hierzu soll der am 7. und 8. März 1864 herrschende Föhn betrachtet werden. Die Stationen sind nach Wild**) entlang der Gotthardstraße gewählt. Die Darstellung ist eine doppelte. Einmal wurden auf eine bestimmte Höhe (500 m) die Werte reduziert und als Ordinaten, die Entfernungen der Orte als Abzissen eingetragen, das andere Mal wurden Zustandskurven konstruiert. Beide Darstellungen haben ihre Mängel, ergänzen sich aber vielleicht.

*) Hann, Lehrbuch der Meteorologie.
**) H. Wild, Ueber den Föhn.

Die Werte für den Luftdruck und die Lufttemperatur sind für die 500 m-Lage schon von Wild reduziert; die Werte der Dampfspannung wurden nach der Kaminsky'schen*) Formel

$$e_o = e_h \left(1 + 0.04 \frac{h}{100}\right)$$

$$e_h = \frac{e_o}{1 + 0.04 \frac{h}{100}}$$

reduziert. Bei der geringen Höhe wird wohl der Fehler kein allzu großer sein, der aus der vielleicht nicht ganz zuverlässigen Formel entspringt (unter diesen besonderen Witterungszuständen). Wild hat natürlich bei seiner Reduktion der Temperatur auf die Wetterlage Rücksicht genommen, für den Dampfdruck sind aber entsprechende Beobachtungen, die einen empirischen Beobachtungsfaktor herzuleiten erlauben, leider nicht vorhanden. Die Orte, deren Angaben zur Berechnung benutzt wurden, liegen zu beiden Seiten des St. Gotthard an der Gotthardstraße, resp. in ihrer natürlichen Verlängerung nach Norden. Tabelle und Fig. 12a zeigen den Verlauf der äquivalenten und der Lufttemperatur am Vortage, Tabelle und Fig. 12b am Tage des Föhns selbst.

Tabelle 12a.

Verlauf der meteorologischen Elemente am Vortage des Föhns (7. März) — reduziert auf 500 m. Gotthard-Straße.

Ort	H	b	e	t	Δt	$Ae\,T.$
Zürich	480	711	5.6	5.6	12.7	18.3
Einsiedeln	910	710	4.6	2.8	10.4	13.2
Schwyz	547	710	4.8	4.6	10.9	15.5
Altdorf	454	712	4.7	3.0	10.6	13.6
Faido	722	715	4.7	4.0	10.6	14.6
Bellinzona	229	714	4.5	0.0	10.0	10.0
Lugano	275	715	4.5	−0.7	10.0	9.3
Mendrisio	355	714	4.8	1.0	10.7	11.7

Tabelle 12b.

Verlauf der meteorologischen Elemente während des Föhns (8. März) — red. auf 500 m. Gotthard-Straße.

Ort	H	b	e	t	Δt	$Ae\,T.$
Zürich	480	708	5.8	9.1	13.3	22.4
Einsiedeln	910	707	3.6	12.0	8.6	20.6
Schwyz	547	707	4.1	12.2	9.7	21.9
Altdorf	454	709	3.1	14.2	7.5	17.3
Faido	722	715	6.3	5.0	14.0	19.0
Bellinzona	229	714	6.1	5.6	13.7	19.3
Lugano	275	715	6.9	5.4	15.3	20.7
Mendrisio	355	714	6.7	5.9	14.9	20.8

Am 7. März zeigen beide Temperaturen einen vollkommen übereinstimmenden parallelen Verlauf; die Differenz Δt von durchschnittlich 10° ändert sich nicht. Die orographische Depression Lugano-Bellinzona scheint einer Kälteinsel die Entstehung gegeben zu haben; ihr verdanken an dieser Stelle die Temperaturkurven einen tiefen Sattel. Ueberhaupt ist bei höherem Luftdruck die Temperatur im Mittel auf der italienischen Seite eine etwas geringere als auf der schweizerischen. — Verfolgen wir den Verlauf am folgenden Tage, nach Einsetzen des Föhns, so haben wir ein vollkommen verändertes Bild. Die Lufttemperaturen wie die äquivalenten sind an allen Orten erhöht. Der Verlauf auf der Südseite ist ein relativ gleichmäßiger. Der Temperaturzuwachs, ein Zeichen des reichlich vorhandenen Wasserdampfes, hier aber größer

*) M. Z. 1895.

als am Vortag, am größten in Lugano ($\Delta t = 15°3$). Haben wir den Gotthard überschritten, so bemerken wir infolge des Herabsinkens der trockenen Luft eine starke Steigerung der Lufttemperatur, während die äquivalente Temperatur auf derselben Strecke (bis Altdorf) im Gegenteil etwas sinkt (Konvergenz!). Der geringe Temperaturzuwachs ($\Delta t = 7°5$ = die Hälfte des Temperaturzuwachses in Lugano) der trockenen Luft steht im starken Gegensatz zur Erhöhung der Lufttemperatur. Von Altdorf an, wo die trockene Luft über dem Vierwaldstättersee begierig Wasserdampf aufnimmt, wird der Zuwachs durch die latente Wärme größer, während zur selben Zeit die Temperatur geringer wird, es tritt wieder Divergenz ein; die Differenz Δt beider Temperaturen hat allerdings, selbst in Zürich (Δt = 13°3), noch nicht die der Südseite erreicht. Der Föhn im strengsten Sinne aber erstreckt sich eigentlich nur bis unmittelbar an den Nordfuß der Alpen; er verliert sehr schnell seinen Charakter beim Fortschreiten gegen Norden.

Werfen wir jetzt noch einen kurzen Blick auf die Darstellung desselben Phänomens in Zustandsform. In diesem Falle wurden die Ortschaften je 4 nördlich und südlich des Gotthard in einem Punkt zusammengefaßt und ihre Höhen als Ordinaten eingetragen (s. Tabelle und Fig. 13a und 13b).

Tabelle 13 a.

Verlauf der unreduzierten meteorologischen Elemente am Vortage des Föhns (Gotthardstraße).

Ort	*H*	*b*	*e*	*t*	Δt	*Ae T.*
Zürich	480	712	5.7	5.6	12.9	18.5
Einsiedeln	910	676	4.1	0.9	9.7	10.6
Schwyz	547	706	4.7	4.3	10.8	15.1
Altdorf	454	715	4.8	3.3	10.8	14.1
Mittel	—	—	—	3.5	—	14.6
Faido	722	695	4.1	2.2	9.5	11.7
Bellinzona	229	738	5.0	1.9	10.8	12.7
Lugano	275	733	4.9	0.9	10.6	11.5
Mendrisio	355	726	5.1	2.0	11.2	13.2
Mittel	—	—	—	1.8	—	12.3

Tabelle 13 b.

Verlauf der unreduzierten meteorologischen Elemente während des Föhns (Gotthardstraße).

Ort	*H*	*b*	*e*	*t*	Δt	*Ae T.*
Zürich	480	709	5.9	9.1	13.6	22.7
Einsiedeln	910	673	3.2	10.1	8.0	18.1
Schwyz	547	703	4.0	12.0	9.6	21.6
Altdorf	454	712	3.1	14.4	7.5	21.9
Mittel	—	—	—	11.4	—	21.1
Faido	722	695	5.9	4.0	13.5	17.5
Bellinzona	229	738	6.7	6.9	14.5	21.4
Lugano	275	734	7.5	6.4	16.6	23.0
Mendrisio	355	727	7.1	6.6	15.6	22.2
Mittel	—	—	—	6.0	—	21.0

Die Luftsäule*) jenseits der Alpen hat am 7. März niedere Temperaturwerte als am Föhntage, doch ist der Unterschied hier weit geringer als auf der Nordseite (Unterschied jenseits der Alpen 4°2, diesseits der Alpen 7°9), bei der äquivalenten Temperatur sind, wie zu erwarten, die Verhältnisse umgekehrt, 8°7 gegen 6°5. Interessant ist fernerhin an den Kurven, daß der starken Abnahme der äquivalenten Temperatur über dem Luganer und Züricher See am Vortage eine Temperaturumkehr am Föhntage selbst folgt. Bei der erhöhten Lufttemperatur ist gerade eine Aufspeicherung des Wasserdampfes an diesen Stellen leicht möglich. — Das Endergebnis ist, daß inbezug auf die Luft bei dem „warmen" Föhn die Nordseite einen geringeren Wärmegrad hat als die Südseite der Alpen; hier befindet sich also das wahre Wärmegebiet.

*) Zu beachten ist die verschiedene Höhenlage der Luftsäule auf der nördlichen und der südlichen Seite.

Zusammenfassung.

Da wir bei den einzelnen Abschnitten schon kurze Zusammenfassungen gegeben haben, so bedarf es hier nur noch weniger Worte. — Da auf dem Meere die morphologische Möglichkeit der Verdunstung überall gleich groß ist, indem nur die physikalischen Bedingungen (Lufttemperatur, Oberflächentemperatur des Wassers, Luftdruck, Winde) sich ändern, und die Schwankungen dieser Elemente gemilderte sind, so ist auch die jährliche Amplitude dem Lande gegenüber eine limitierte,

$$\varphi = 45°, \quad \lambda = 35° \text{ (Atl. Oz.)} \quad \text{Ampl.} = 21°$$
$$\varphi = 45°, \quad \lambda = 100° \text{ (Asien)} \quad \text{„} = 58°$$

in mittleren Breiten also eine fast dreimal geringere. Auf dem Lande dagegen spielen die ungleichen morphologischen Bedingungen eine Hauptrolle; eine Ausnahme hiervon macht nur der Winter hoher Breiten, der mit Frost und Schnee die morphologischen Bedingungen in dieser Hinsicht ähnlich macht, sodaß sie fast nicht in Betracht kommen. Während nun absolut genommen im großen und ganzen der (sommerliche) Energiegehalt nach dem Innern der Kontinente zunimmt, da die physiklischen Bedingungen durch die hohen Lufttemperaturen sehr günstige sind und den des Meeres erreicht, ihn vielleicht sogar übertrifft, ähneln sich doch Sommer und Winter im Inneren des Landes in der Hinsicht, daß sie relativ kühler (im Winter natürlich auch absolut kühler) sind. Den physikalischen Bedingungen im Sommer entsprechen doch nicht auf dem Kontinente die morphologischen, d. h. die äquivalente Temperatur erreicht nicht diejenige Höhe, die sie der Höhe der Lufttemperatur entsprechend erreichen könnte. Trotz alledem ist nicht zu vergessen, daß die höchsten Wärmewerte bei der mitunter sehr starken lokalen Verdunstung nicht auf dem offenen Meere, sondern auf dem Lande vorkommen, allerdings auch — dies gilt besonders für niedere Breiten — die geringsten, in den Wüsten.

Neben der klimatologischen Bedeutung, die auch vor allem im jährlichen und täglichen Gange zutage tritt, die es uns unter anderem erklärt, daß die Temperatur über den tropischen Meeren selbst unter dem Aequator nie so unangenehm empfunden wird, nie so ungesund ist wie die bedrückende schwüle Luft mancher subtropischer Gegenden, kommt auch, wie so oft erwähnt, ein thermodynamisches Interesse in Frage. Die Ansicht Herrn v. Bezolds scheint bestätigt, daß die Depressionen den Gebieten relativ grössten Energiegehalts folgen. Diese Frage weiter zu untersuchen, insbesondere auch im Zusammenhange mit dem Verhalten der höheren Luftschichten, mag der Zukunft vorbehalten sein. Hier weitere Klärung zu erhalten, wird nicht nur von rein theoretischer, sondern vielleicht großer praktischer Bedeutung sein — in bezug auf eine gesicherte Wettervorhersage mit ihren segensreichen Folgen.

* * *

Zum Schlusse dieser Arbeit sei es mir gestattet, meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. W. v. Bezold, für seine mannigfachen Anregungen und sein stetes Interesse meinen verbindlichsten Dank auszusprechen.

Rechnungstabellen und Anlagen.

Tabelle I.

Logarithmen des Wasserdampfgehaltes der Luft (in gr pro kbm), welcher den einzelnen Wasserdampfdrucken (in mm *Hg*) entspricht.

e in mm	*log f*	*e* in mm	*log f*	*e* in mm	*log f*	*e* in mm	*log f*	*e* in mm	*log f*	*e* in mm	*log f*
0.4	0.6749—1	4.7	0.6963	9.0	0.9635	13.3	1.1239	17.6	1.2391	21.9	1.3286
0.5	0.7694—1	8	0.7051	1	0.9680	4	1.1271	7	1.2413	22.0	1.3304
0.6	0.8414—1	9	0.7132	2	0.9726	13.5	1.1300	8	1.2438	1	1.3322
0.7	0.9090—1	5.0	0.7214	3	0.9771	6	1.1332	9	1.2458	2	1.3341
0.8	0.9643—1	1	0.7297	4	0.9812	7	1.1364	18.0	1.2482	3	1.3359
0.9	0.0112	2	0.7382	9.5	0.9858	8	1.1393	1	1.2504	4	1.3377
1.0	0.0577	3	0.7455	6	0.9899	9	1.1421	2	1.2529	22.5	1.3397
1	0.0966	4	0.7531	7	0.9944	14.0	1.1449	3	1.2550	6	1.3416
2	0.1316	5.5	0.7609	8	0.9985	1	1.1480	4	1.2572	7	1.3434
3	0.1661	6	0.7682	9	1.0026	2	1.1511	18.5	1.2594	8	1.3450
4	0.1970	7	0.7754	10.0	1.0069	3	1.1538	6	1.2617	9	1.3469
1.5	0.2243	8	0.7812	1	1.0107	4	1.1569	7	1.2639	23.0	1.3487
6	0.2512	9	0.7899	2	1.0149	14.5	1.1593	8	1.2660	1	1.3504
7	0.2746	6.0	0.7963	3	1.0187	6	1.1623	9	1.2683	2	1.3522
8	0.2980	1	0.8036	4	1.0233	7	1.1650	19.0	1.2705	3	1.3541
9	0.3212	2	0.8100	10.5	1.0269	8	1.1679	1	1.2725	4	1.3558
2.0	0.3442	3	0.8164	6	1.0306	9	1.1706	2	1.2746	23.5	1.3574
1	0.3638	4	0.8232	7	1.0346	15.0	1.1735	3	1.2767	6	1.3593
2	0.3833	6.5	0.8294	8	1.0382	1	1.1761	4	1.2790	7	1.3610
3	0.3995	6	0.8358	9	1.0422	2	1.1790	19.5	1.2813	8	1.3627
4	0.4188	7	0.8420	11.0	1.0461	3	1.1816	6	1.2831	9	1.3644
2.5	0.4347	8	0.8483	1	1.0496	4	1.1841	7	1.2851	24.0	1.3662
6	0.4523	9	0.8542	2	1.0535	15.5	1.1870	8	1.2874	1	1.3679
7	0.4676	7.0	0.8602	3	1.0573	6	1.1895	9	1.2894	2	1.3694
8	0.4823	1	0.8658	4	1.0607	7	1.1920	20.0	1.2914	3	1.3713
9	0.4964	2	0.8715	11.5	1.0641	8	1.1948	1	1.2934	4	1.3729
3.0	0.5106	3	0.8775	6	1.0678	9	1.1973	2	1.2954	24.5	1.3746
1	0.5245	4	0.8828	7	1.0715	16.0	1.1998	3	1.2973	6	1.3762
2	0.5376	7.5	0.8884	8	1.0748	1	1.2022	4	1.2995	7	1.3779
3	0.5500	6	0.8939	9	1.0785	2	1.2049	20.5	1.3017	8	1.3795
4	0.5623	7	0.8992	12.0	1.0817	3	1.2074	6	1.3036	9	1.3811
3.5	0.5745	8	0.9046	1	1.0849	4	1.2100	7	1.3056	25.0	1.3829
6	0.5858	9	0.9099	2	1.0888	16.5	1.2125	8	1.3075	1	1.3845
7	0.5970	8.0	0.9151	3	1.0920	6	1.2148	9	1.3094	2	1.3861
8	0.6082	1	0.9202	4	1.0952	7	1.2175	21.0	1.3115	3	1.3878
9	0.6193	2	0.9252	12.5	1.0986	8	1.2199	1	1.3135	4	1.3893
4.0	0.6304	3	0.9301	6	1.1021	9	1.2222	2	1.3151	25.5	1.3909
1	0.6394	4	0.9352	7	1.1052	17.0	1.2248	3	1.3172	6	1.3927
2	0.6494	8.5	0.9400	8	1.1082	1	1.2271	4	1.3191	7	1.3943
3	0.6594	6	0.9451	9	1.1123	2	1.2297	21.5	1.3212	8	1.3955
4	0.6688	7	0.9497	13.0	1.1146	3	1.2320	6	1.3228	9	1.3972
4.5	0.6784	8	0.9543	1	1.1176	4	1.2343	7	1.3247		
6	0.6874	9	0.9589	2	1.1209	17.5	1.2365	8	1.3268		

Tabelle II.

Summe des Logarithmus der **ganzen Verdampfungswärme** λ_t
und des Logarithmus des **Normalbarometerstandes** b_0 vermindert um die Summe des Logarithmus
der **im kbm bei** b_0 **und** $t°$ **enthaltenen Luftmasse** und des Logarithmus von **1000.**

	2+0.		2+0.		2+0.		2+0.		2+0.		2+0.		2+0.
−25.5	5039	−20.4	5137	−16.6	5230	−11.9	5319	−6.1	5409	−1.4	5495	+3.4	5582
		3	5139			8	5321			3	5496		
−25.0	5048	2	5141	−15.5	5231	7	5323	−6.0	5410	2	5499	+3.5	5583
9	5050	1	5143	4	5233	6	5325	9	5412	1	5500	6	5585
8	5051			3	5235			8	5414			7	5586
7	5054	−20.0	5145	2	5238	−10.5	5327	7	5416	−1.0	5502	8	5589
6	5056	9	5147	1	5239	4	5329	6	5418	9	5504	9	5591
		8	5149			3	5331			8	5505		
−24.5	5058	7	5151	−15.0	5241	2	5333	−5.5	5420	7	5508	+4.0	5592
4	5059	6	5153	9	5243	1	5335	4	5422	6	5509	1	5594
3	5061			8	5244			3	5424			2	5595
2	5064	−19.5	5155	7	5247	−10.0	5337	2	5426	−0.5	5511	3	5598
1	5066	4	5157	6	5249	9	5338	1	5428	4	5513	4	5599
		3	5159			8	5340			3	5514		
−24.0	5067	2	5162	−14.5	5250	7	5342	−5.0	5429	2	5517	+4.5	5601
9	5069	1	5163	4	5252	6	5344	9	5431	−0.1	5518	6	5603
8	5071			3	5254			8	5433			7	5604
7	5074	−19.0	5165	2	5256	− 9.5	5346	7	5435	+0.0	5520	8	5607
6	5075	9	5167	1	5258	4	5347	6	5437	1	5521	9	5608
		8	5168			3	5349			2	5524		
−23.5	5077	7	5171	−14.0	5260	2	5352	−4.5	5439	3	5526	+5.0	5610
4	5079	6	5173	9	5261	1	5353	4	5440	4	5527	1	5611
3	5081			8	5264			3	5442			2	5613
2	5083	−18.5	5175	7	5266	− 9.0	5355	2	5444	+0.5	5530	3	5616
1	5085	4	5176	6	5268	9	5357	1	5446	6	5531	4	5617
		3	5178			8	5358			7	5533		
−23.0	5087	2	5181	−13.5	5270	7	5361	−4.0	5448	8	5536	+5.5	5619
9	5089	1	5182	4	5272	6	5363	9	5449	9	5537	6	5620
8	5090			3	5274			8	5451			7	5622
7	5093	−18.0	5184	2	5276	− 8.5	5364	7	5454	+1.0	5539	8	5624
6	5095	9	5186	1	5278	4	5366	6	5455	1	5540	9	5626
		8	5188			3	5368			2	5542		
−22.5	5097	7	5190	−13.0	5280	2	5370	−3.5	5457	3	5545	+6.0	5627
4	5098	6	5192	9	5281	1	5372	4	5458	4	5546	1	5629
3	5100			8	5283			3	5460			2	5631
2	5103	−17.5	5194	7	5286	− 8.0	5373	2	5463	+1.5	5548	3	5633
1	5105	4	5195	6	5287	9	5375	1	5464	6	5549	4	5635
		3	5197			8	5377			7	5551		
−22.0	5106	2	5200	−12.5	5289	7	5379	−3.0	5466	8	5553	+6.5	5636
9	5108	1	5201	4	5291	6	5381	9	5467	9	5555	6	5638
8	5110			3	5292			8	5469			7	5639
7	5112	−17.0	5203	2	5295	− 7.5	5383	7	5472	+2.0	5557	8	5642
6	5114	9	5205	1	5297	4	5384	6	5473	1	5558	9	5643
		8	5207			3	5386			2	5560		
−21.5	5116	7	5209	−12.0	5298	2	5389	−2.5	5475	3	5562	+7.0	5645
4	5118	6	5211	9	5300	1	5390	4	5476	4	5564	1	5647
3	5119			8	5302			3	5478			2	5649
2	5122	−16.5	5213	7	5304	− 7.0	5392	2	5481	+2.5	5566	3	5651
1	5124	4	5214	6	5306	9	5393	1	5482	6	5567	4	5652
		3	5216			8	5395			7	5569		
−21.0	5126	2	5219	−11.5	5308	7	5398	−2.0	5484	8	5571	+7.5	5655
9	5127	1	5220	4	5309	6	5399	9	5486	9	5573	6	5656
8	5129			3	5311			8	5487			7	5658
7	5132	−16.0	5222	2	5314	− 6.5	5401	7	5490	+3.0	5574	8	5660
6	5133	9	5224	1	5315	4	5403	6	5491	1	5576	9	5662
		8	5225			3	5404			2	5578		
−20.5	5135	7	5228	−11.0	5317	2	5407	−1.5	5493	3	5580	+8.0	5664

	2+0.		2+0.		2+0.		2+5.		2+0.		2+0.		2+0.
+ 8.1	5665	+12.0	5734	+15.8	5800	+19.6	5865	+23.5	5930	+27.3	5995	+31.2	6059
2	5667	1	5736	9	5801	7	5866	6	5932	4	5996	3	6061
3	5669	2	5737	+16.0	5503	8	5869	7	5933	+27.5	5997	4	6063
4	5671	3	5740	1	5804	9	5870	8	5936	6	5999	+31.5	6064
+ 8.5	5672	4	5741	2	5806	+20.0	5872	9	5937	7	6000	6	6065
6	5674	+12.5	5743	3	5808	1	5873	+24.0	5938	8	6003	7	6067
7	5675	6	5744	4	5810	2	5874	1	5940	9	6004	8	6069
8	5678	7	5746	+16.5	5811	3	5877	2	5941	+28.0	6006	9	6071
9	5679	8	5748	6	5813	4	5878	3	5944	1	6007	+32.0	6072
+ 9.0	5681	9	5750	7	5814	+20.5	5880	4	5945	2	6009	1	6074
1	5683	+13.0	5751	8	5817	6	5881	+24.5	5947	3	6011	2	6075
2	5684	1	5753	9	5818	7	5883	6	5948	4	6012	3	6077
3	5687	2	5754	+17.0	5820	8	5885	7	5950	+28.5	6014	4	6079
4	5688	3	5757	1	5821	9	5887	8	5952	6	6015	+32.5	6080
+ 9.5	5690	4	5758	2	5824	+21.0	5888	9	5954	7	6017	6	6082
6	5691	+13.5	5760	3	5825	1	5890	+25.0	5955	8	6019	7	6083
7	5693	6	5761	4	5827	2	5891	1	5957	9	6021	8	6086
8	5695	7	5763	+17.5	5829	3	5894	2	5959	+29.0	6022	9	6087
9	5697	8	5765	6	5831	4	5895	3	5960	1	6024	+33.0	6088
+10.0	5698	9	5767	7	5832	+21.5	5897	4	5962	2	6025	1	6090
1	5700			8	5835	6	5898			3	6027	2	6091
2	5702	+14.0	5768	9	5836	7	5900	+25.5	5964	4	6029	3	6094
3	5704	1	5770			8	5902	6	5966	+29.5	6030	4	6095
4	5706	2	5772	+18.0	5838	9	5904	7	5967	6	6032	+33.5	6096
+10.5	5708	3	5774	1	5839	+22.0	5905	8	5970	7	6033	6	6098
6	5710	4	5776	2	5841	1	5907	9	5971	8	6036	7	6099
7	5711	+14.5	5777	3	5843	2	5908	+26.0	5973	9	6037	8	6102
8	5714	6	5779	4	5845	3	5911	1	5974	+30.0	6039	9	6103
9	5715	7	5780	+18.5	5846	4	5912	2	5976	1	6040	+34.0	6105
		8	5783	6	5848	+22.5	5913	3	5978	2	6042	1	6106
+11.0	5717	9	5784	7	5849	6	5915	4	5980	3	6044	2	6107
1	5718			8	5852	7	5916	+26.5	5981	4	6045	3	6110
2	5720	+15.0	5786	9	5853	8	5919	6	5982	+30.5	6048	4	6111
3	5722	1	5787			9	5920	7	5984	6	6049	+34.5	6113
4	5724	2	5789	+19.0	5855			8	5986	7	6051	6	6114
+11.5	5725	3	5791	1	5856	+23.0	5922	9	5988	8	6053	7	6115
6	5727	4	6793	2	5858	1	5923			9	6054	8	6118
7	5728	+15.5	5794	3	5860	2	5925	+27.0	5989			9	6119
8	5731	6	5796	4	5862	3	5927	1	5991	+31.0	6056		
9	5733	7	5797	+19.5	5863	4	5929	2	5992	1	6057	+35.0	6121

Tabelle III. Logarithmen der Barometerstände

$b_1 + log\ 0.2375$.

b_1	$log\,b_1 + log\,0.2375$	b_1	$log\,b_1 + log\,0.2375$	b_1	$log\,b_1 + log\,0.2375$	b_1	$log\,b_1 + log\,0.2375$	b_1	$log\,b_1 + log\,0.2375$	b_1	$log\,b_1 + log\,0.2375$
722	2.2342	733	2.2408	744	2.2472	755	2.2536	766	2.2599	777	2.2661
23	2348	34	2414	45	2478	56	2542	67	2605	78	2666
24	2354	35	2420	46	2484	57	2548	68	2610	79	2672
25	2360	36	2425	47	2490	58	2553	69	2616	80	2678
26	2366	37	2431	48	2496	59	2559	70	2622	81	2683
27	2372	38	2437	49	2501	60	2565	71	2627	82	2689
28	2378	39	2443	50	2507	61	2570	72	2633		
29	2384	40	2449	51	2513	62	2576	73	2638		
30	2390	41	2455	52	2519	63	2582	74	2644		
31	2396	42	2461	53	2525	64	2588	75	2650		
32	2402	43	2467	54	2530	65	2593	76	2655		

Anlage Ia (siehe Karte Ia).

Anzahl der Beobachtungen t	$R.F.$*)	Deutsche Quadrate	φ	λ	b	e	t	Δt	$Ae\,T.$
726	169	75a	20—25° N	20—25° W	764	14.8	20.5	31.4	51.9
186	48	b	20—25 »	25—30 »	63	16.0	21.3	33.9	55.2
680	177	c	25—30 »	20—25 »	64	13.9	19.1	29.4	48.5
154	10	d	25—30 »	25—30 »	65	13.1	19.2	27.8	47.0
279	46	76a	20—25 »	30—35 »	65	17.7	22.7	37.5	60.2
661	107	b	20—25 »	35—40 »	64	17.2	22.4	36.5	58.9
293	36	c	25—30 »	30—35 »	66	15.1	19.9	31.9	51.8
535	57	d	25—30 »	35—40 »	66	16.2	20.8	34.7	55.5
428	166	77a	20—25 »	40—45 »	66	16.9	22.5	35.8	58.3
282	73	b	20—25 »	45—50 »	65	15.2	23.2	32.5	55.7
446	133	c	25—30 »	40—45 »	69	16.2	20.9	34.0	54.9
186	39	d	25—30 »	45—50 »	68	14.0	20.9	29.7	50.6
233	35	78a	20—25 »	50—55 »	65	18.3	23.8	38.8	62.6
299	38	b	20—25 »	55—60 »	65	18.7	24.2	39.7	63.9
137	11	c	25—30 »	50—55 »	66	17.3	21.6	36.5	58.1
140	6	d	25—30 »	55—60 »	67	16.8	21.8	35.5	57.3
399	51	79a	20—25 »	60—65 »	65	18.1	23.6	38.4	62.0
268	30	b	20—25 »	65—70 »	65	17.7	23.4	32.0	55.4
174	32	c	25—30 »	60—65 »	66	18.2	22.7	38.4	61.1
538	96	d	25—30 »	65—70 »	66	17.4	22.1	36.7	58.8
579	73	110b	30—35 »	15—20 »	64	12.2	16.9	25.8	42.7
166	81	c	35—40 »	10—15 »	65	9.8	14.6	20.8	35.4
620	104	d	35—40 »	15—20 »	66	10.7	14.8	22.5	37.3
352	82	111a	30—35 »	20—25 »	66	12.9	16.8	27.2	44.0
123	11	b	30—35 »	25—30 »	67	12.5	17.7	26.4	44.1
294	61	c	35—40 »	20—25 »	64	12.2	15.4	25.7	41.1
235	50	d	35—40 »	25—30 »	67	12.0	15.6	25.2	40.8
511	129	112a	30—35 »	30—35 »	66	13.5	17.8	28.4	46.2
641	157	b	30—35 »	35—40 »	69	13.7	18.2	28.8	47.0
612	174	c	35—40 »	30—35 »	62	12.1	15.8	25.5	41.3
435	161	d	35—40 »	35—40 »	62	12.0	16.4	25.4	41.8
339	67	113a	30—35 »	40—45 »	69	13.0	18.7	27.4	46.1
307	56	b	30—35 »	45—50 »	67	12.5	18.7	26.5	45.2
370	75	c	35—40 »	40—45 »	64	10.9	15.4	23.1	38.5
416	75	d	35—40 »	45—50 »	63	10.8	14.7	22.8	37.5
222	10	114a	30—35 »	50—55 »	66	13.8	18.9	29.1	48.0
154	20	b	30—35 »	55—60 »	65	13.5	18.5	28.5	47.0
424	36	c	35—40 »	50—55 »	62	11.1	15.4	23.5	38.9
415	29	d	35—40 »	55—60 »	65	10.2	14.9	21.6	36.5
324	2	115a	30—35 »	60—65 »	67	12.8	18.5	27.1	45.6
469	13	b	30—35 »	65—70 »	64	13.0	17.6	27.5	45.1
502	44	c	35—40 »	60—65 »	63	9.9	14.0	21.0	35.0
579	49	d	35—40 »	65—70 »	64	8.7	11.9	18.4	30.3
1204	188	116a	30—35 »	70—75 »	65	11.5	16.5	24.3	40.8
625	67	b	30—35 »	75—80 »	65	11.3	17.4	24.0	41.4
1474	228	c	35—40 »	70—75 »	64	7.9	9.9	16.6	26.5
541	10	146a	40—45 »	10—15 »	66	8.6	11.6	18.1	29.7
399	28	b	40—45 »	15—20 »	64	9.3	12.6	19.6	32.2
1210	29	c	45—50 »	10—15 »	60	8.9	11.1	18.8	29.9
643	80	d	45—50 »	15—20 »	63	9.1	11.8	19.1	30.9
383	27	147a	40—45 »	20—25 »	62	10.5	13.5	22.2	35.7

*) Relative Feuchtigkeit zur Berechnung von e.

Anzahl der Beobachtungen t	Anzahl der Beobachtungen $R.F.$	Deutsche Quadrate	φ	λ	b	e	t	Δt	$Ae\,T.$
475	40	147b	40—45° N	25—30° W	762	9.7	13.6	20.6	34.2
520	10	c	45—50 »	20—25 »	58	8.7	11.0	18.4	29.4
436	7	d	45—50 »	25—30 »	56	8.5	10.3	18.0	28.3
402	95	148a	40—45 »	30—35 »	58	10.4	13.3	22.1	35.4
545	189	b	40—45 »	35—40 »	59	9.8	12.9	20.8	33.7
681	93	c	45—50 »	30—35 »	55	7.5	9.5	16.0	25.5
679	124	d	45—50 »	35—40 »	55	7.7	8.4	16.3	24.7
486	101	149a	40—45 »	40—45 »	59	8.9	11.6	18.9	30.5
487	61	b	40—45 »	45—50 »	61	6.3	6.4	13.3	19.7
592	25	150a	40—45 »	50—55 »	62	5.7	4.9	12.0	16.9
601	6	b	40—45 »	55—60 »	62	5.9	5.1	12.4	17.5
664	33	151a	40—45 »	60—65 »	62	5.4	5.3	11.4	16.7
557	19	b	40—45 »	65—70 »	62	5.5	4.9	11.6	16.5
Anzahl der Psychrometer-Beobachtungen		Engl. Quadrate							
434		2	0—10° N	10—20° W	759	21.9	26.6	46.9	73.5
		3	0—10 »	20—30 »	59	20.9	25.8	44.7	70.5
291		4	0—10 »	30—40 »	59	21.0	25.9	45.0	70.9
75		38	10—20 »	15—20 »	60	16.6	22.7	35.5	58.2
940		39	10—20 »	20—30 »	60	19.8	22.4	41.9	64.3
541		40	10—20 »	30—40 »	60	17.7	23.8	37.9	61.7
539		301	0—10 »	10—20 »	59	19.9	25.8	42.7	68.5
782		302	0—10 »	20—30 »	59	20.9	26.1	44.8	70.9
865		303	0—10° S	30—40 »	58	21.4	26.6	45.9	72.5
Beobachtungsreihe *)		Ort							
1852—86		St. Johns (Neufundland) 40 m	47° 35′ N	52° 42′ W	757	3.1	−4.1	6.5	1.5
1853, 54, 58, 59-61, 66-70		Quebeck ..... 70 »	46 49 »	71 13 »	61	1.7	−10.9	3.5	−7.4
1853—75		Halifax..... 40 »	44 39 »	63 37 »	61	2.6	−5.0	5.5	0.5
1887—90		Guardia (Spanien) 40 »	41 52 »	8 50 »	66	7.2	7.8	15.3	23.1
1851—81		Philadelphia..... 20 »	39 57 »	75 11 »	64	3.6	0.5	7.6	8.1
12jähr. Beobacht.		Hamilton (Bermuda)	32 18 »	64 47 »	66	12.2	17.9	25.9	43.8
1894—98		Mogador ..... 10 »	31 31 »	9 46 »	66	9.8	14.0	21.6	35.6
1885		Kap Juby ..... 0 »	27 58 »	12 52 »	65	11.0	16.0	23.3	39.3
1882, 84, 85, 87-90		Las Palmas..... 0 »	27 28 »	15 41 »	65	11.5	17.6	24.4	42.0
1890, 94—95		Havanna ..... 20 »	23 9 »	82 23 »	64	15.2	22.2	32.4	54.6
1860—65		Port au Prince... 40 »	18 34 »	72 21 »	66	15.3	24.2	32.8	57.0
1874—85		Porto Rico ..... 20 »	18 18 »	66 30 »	64	20.0	25.0	42.5	67.5
1875—79		Praia(KapVerden) 30 »	14 54 »	23 31 »	62	13.8	22.3	29.7	52.0
1869—80		Georgetown ..... 0 »	6 50 »	58 8 »	59	20.6	25.8	44.1	69.9
1851—54		Paramaribo..... 0 »	5 49 »	55 13 »	61	20.5	26.3	43.9	70.2
1860—62		St. George (Goldküste) 20 »	5 5 »	1 10 »	61	21.8	26.6	46.6	73.2
1885—91		Kamerun ..... 10 »	4 3 »	9 42° E	57	22.3	26.4	47.8	74.2

*) Der M. Z. entnommen.

Anlage Ib (siehe Karte Ib).

Anzahl der Beobachtungen t	Anzahl der Beobachtungen $R.F.$	Deutsche Quadrate	φ	λ	b	e	t	Δt	$Ae\,T.$
996	139	75a	20—25° N	20—25° W	764	19.0	23.5	40.2	63.7
295	33	b	20—25 »	25—30 »	64	21.1	24.3	44.6	68.9
1188	164	c	25—30 »	20—25 »	66	18.2	22.8	38.5	61.3
194	10	d	25—30 »	25—30 »	67	16.4	22.7	34.8	57.5
780	187	76a	20—25 »	30—35 »	66	19.6	24.7	41.5	66.2
811	206	b	20—25 »	35—40 »	66	19.8	24.9	41.9	66.8

Anzahl der Beobachtungen t	Anzahl der Beobachtungen $R.F.$	Deutsche Quadrate	φ	λ	b	e	t	Δt	$Ae\,T.$
262	267	76c	25—30° N	30—35° W	768	19.2	24.5	40.6	65.1
1565	471	d	25—30 »	35—40 »	68	19.7	25.3	41.7	67.0
130	22	77a	20—25 »	40—45 »	66	20.7	26.0	44.0	70.0
79	34	b	20—25 »	45—50 »	66	20.5	26.2	43.6	69.8
430	99	c	25—30 »	40—45 »	69	19.0	25.7	40.3	66.0
125	68	d	25—30 »	45—50 »	67	20.7	27.0	44.1	71.1
101	36	78a	20—25 »	50—55 »	67	21.9	27.0	46.5	73.5
160	65	b	20—25 »	55—60 »	66	22.5	27.2	47.8	75.0
90	22	c	25—30 »	50—55 »	68	20.1	26.7	42.8	69.5
140	41	d	25—30 »	55—60 »	67	21.9	27.1	46.5	73.6
254	23	79a	20—25 »	60—65 »	65	22.4	27.6	47.7	75.3
95	8	b	20—25 »	65—70 »	65	22.3	27.8	47.5	75.3
277	81	c	25—30 »	60—65 »	67	23.5	27.5	49.7	77.2
252	71	d	25—30 »	65—70 »	66	21.9	27.4	46.6	74.0
967	122	110b	30—35 »	15—20 »	66	16.7	22.2	35.4	57.6
324	34	c	35—40 »	10—15 »	66	15.0	20.4	31.7	52.1
1014	108	d	35—40 »	15—20 »	67	16.6	21.1	34.9	56.0
43	11	111a	30—35 »	20—25 »	65	16.4	22.4	34.8	57.2
399	27	b	30—35 »	25—30 »	68	17.0	22.4	35.9	58.3
60	13	c	35—40 »	20—25 »	69	17.1	22.1	36.0	58.1
316	101	d	35—40 »	25—30 »	70	19.5	24.3	41.1	65.4
1678	409	112a	30—35 »	30—35 »	67	20.2	25.4	42.8	68.2
1013	326	b	30—35 »	35—40 »	69	18.5	23.3	38.9	62.2
1462	358	c	35—40 »	30—35 »	69	18.7	24.7	39.6	64.3
733	150	d	35—40 »	35—40 »	70	19.9	25.8	42.1	67.9
207	59	113a	30—35 »	40—45 »	68	21.3	25.8	45.0	70.8
655	110	b	30—35 »	45—50 »	70	19.3	24.5	40.7	65.2
307	53	c	35—40 »	40—45 »	66	19.4	24.1	41.0	65.1
100	19	d	35—40 »	45—50 »	67	20.8	26.2	44.1	70.3
45	5	114a	30—35 »	50—55 »	67	21.8	26.5	46.2	72.7
323	43	b	30—35 »	55—60 »	64	18.3	24.7	39.0	63.7
487	47	c	35—40 »	50—55 »	64	18.6	24.6	39.6	64.2
76	6	115a	30—35 »	60—65 »	69	21.4	27.2	45.4	72.6
148	26	b	30—35 »	65—70 »	65	20.8	26.1	44.2	70.3
790	83	c	35—40 »	60—65 »	63	19.4	24.5	41.3	65.8
1002	126	d	35—40 »	65—70 »	62	19.2	24.2	40.8	65.0
431	111	116a	30—35 »	70—75 »	63	21.8	26.8	46.4	73.2
335	23	b	30—35 »	75—80 »	64	21.8	27.5	46.5	74.0
1265	279	c	35—40 »	70—75 »	62	18.4	23.7	39.2	62.9
847	22	146a	40—45 »	10—15 »	64	14.8	19.4	31.3	50.7
289	18	b	40—45 »	15—20 »	67	15.2	19.3	32.0	51.3
1331	58	c	45—50 »	10—15 »	63	11.7	17.3	24.9	42.2
953	39	d	45—50 «	15—20 »	63	12.4	17.1	26.3	43.4
193	21	147a	40—45 »	20—25 »	66	14.9	19.3	31.4	50.7
373	38	b	40—45 »	25—30 »	67	15.4	20.2	32.4	52.6
1109	27	c	45—50 »	20—25 »	62	13.0	16.9	27.5	44.4
936	12	d	45—50 »	25—30 »	62	13.0	16.8	27.5	44.3
1154	286	184a	40—45 »	30—35 »	66	17.0	22.0	35.9	57.9
869	161	b	40—45 »	35—40 »	66	16.1	20.7	33.9	54.6
1380	129	c	45—50 »	30—35 »	63	12.7	16.6	26.8	43.4
1292	120	d	45—50 »	35—40 »	62	12.6	16.6	26.7	43.3
1402	105	149a	40—45 »	40—45 »	65	15.7	20.3	33.1	53.4
1793	141	b	40—45 »	45—50 »	64	14.4	18.1	30.3	48.4
904	117	c	45—50 »	40—45 »	61	12.0	15.4	25.4	40.8

Anzahl der Beobachtungen t	$R.F.$	Deutsche Quadrate	φ	λ	b	e	t	Δt	$Ae\,T.$
495	52	149d	45—50° N	45—50° W	762	9.3	11.8	19.6	31.4
1942	242	150a	40—45 »	50—55 »	63	14.6	18.5	30.8	49.3
1793	221	b	40—45 »	55—60 »	63	15.1	19.8	32.0	51.8
202	12	c	45—50 »	50—55 »	60	9.8	12.9	20.7	33.6
88	16	d	45—50 »	55—60 »	59	10.4	13.1	22.0	35.1
2329	327	151a	40—45 »	60—65 »	62	15.2	19.7	32.2	51.9
1906	286	b	40—45 »	65—70 »	62	15.1	18.7	33.4	52.1
Anzahl der Psychrometer-Beobachtungen		Engl. Quadrate							
557		2	0—10° N	10—20° W	761	19.7	25.2	42.1	67.3
		3	0—10 »	20—30 »	61	20.2	25.6	43.2	68.8
249		4	0—10 »	30—40 »	61	21.5	26.4	45.9	72.3
156		38	10—20 »	15—20 »	61	22.3	25.9	47.4	73.3
2964		39	10—20 »	20—30 »	62	19.6	25.1	41.8	66.9
717		40	10—20 »	30—40 »	62	20.2	25.1	43.0	68.1
886		301	0—10 »	10—20 »	62	18.3	24.2	39.0	63.2
1045		302	0—10 »	20—30 »	62	19.2	25.2	40.8	66.0
932		303	0—10 S	30—40 »	62	20.2	25.9	43.1	69.0
Beobachtungsreihe		Ort							
1852—86		St. Johns (Neufundland) 40 m	47° 35′ N	52° 42′ W	761	11.5	16.0	24.4	40.4
1853, 54, 58, 59-61, 66-70		Quebeck ..... 70 »	46 49 »	71 13 »	59	13.9	21.1	29.8	50.9
1853—75		Halifax..... 40 »	44 39 »	63 37 »	60	12.7	17.9	27.1	45.0
1887—90		Guardia (Spanien) 40 »	41 52 »	8 50 »	63	13.8	19.1	29.4	48.5
1851—81		Philadelphia ... 20 »	39 57 »	75 11 »	61	16.0	25.9	34.7	60.6
12jähr. Beobacht.		Hamilton (Bermuda) 0 »	32 18 »	64 47 »	66	21.1	27.1	45.0	72.1
1894—98		Mogador ..... 10 »	31 31 »	9 46 »	63	15.1	20.1	32.0	52.1
1885		Kap Juby ..... 0 »	27 58 »	12 52 »	61	15.2	19.1	32.2	51.3
1882, 84, 85, 87-90		Las Palmas ..... 0 »	27 28 »	15 41 »	61	15.5	22.4	33.9	55.6
1890, 94—95		Havanna ..... 20 »	23 9 »	82 23 »	63	20.9	28.1	44.8	72.9
1860—65		Port au Prince ... 40 »	18 34 »	72 21 »	66	18.7	27.9	40.2	68.1
1874—85		Porto Rico ..... 20 »	18 18 »	66 30 »	62	23.7	27.7	50.5	78.2
1875—79		Praia (KapVerden) 30 »	14 54 »	23 31 »	61	18.8	25.7	40.3	66.0
1869—80		Georgetown ..... 0 »	6 50 »	58 8 »	60	21.6	26.1	46.1	72.2
1851—54		Paramaribo ..... 0 »	5 49 »	55 13 »	62	20.8	27.2	44.6	71.8
1860—62		St. George (Goldküste) 20 »	5 5 »	1 10 »	63	20.5	25.0	43.5	68.5
1885—91		Kamerun ..... 10 »	4 3 S	9 42 E	61	20.3	24.3	43.1	67.4

Anlage IIa (siehe Karte IIa).

Januar. — Skandinavische Halbinsel. — Norwegen.*)

Station	See-höhe in m	Breite	Länge E Gr.	b_o red. a. Meer	e_h	e_o	t_h**)	t_o	Δt	$Ae\,T.$
Vardø.....	10	70° 22′	31° 8′	53.8	2.3	2.3	— 5.6	— 5.6	4.9	—0.7
Alten	13	69 58	23 15	54.2	2.0	2.0	— 8.0	— 8.0	4.3	—3.7
Sydvaranger.....	20	69 40	30 10	55.2	1.7	1.7	—10.7	—10.6	3.6	—7.0
Tromsø.....	15	69 39	18 58	52.9	2.8	2.8	— 3.0	— 3.0	6.0	+3.0
Fagernes	8	68 27	17 25	54.0	2.7	2.7	— 3.2	— 3.2	5.8	+2.6
Lødingen.....	13	68 24	16 1	53.8	3.1	3.1	— 1.9	— 1.9	6.6	+4.7
Svolvær.....	7	68 14	14 37	53.5	3.3	3.3	— 0.8	— 0.8	7.0	+6.2
Røst	8	67 31	12 9	53.3	4.0	4.0	+ 0.7	+ 0.7	8.5	+9.2
Skomvær.....	20	67 24	11 54	53.0	3.7	3.7	+ 1.0	+ 1.1	7.9	+9.0
Bodø.....	7	67 17	14 24	54.2	3.2	3.2	— 1.6	— 1.6	6.8	+5.2
Ranen.....	13	66 12	13 38	55.9	2.8	2.8	— 3.4	— 3.4	5.9	+2.5

*) Siehe Seite 12. **) 1841 bis 1892.

Station	See-höhe in m	Breite	Länge E Gr.	b_0 red. a. Meer	e_h	e_0	t_h	t_0	Δt	$Ae\,T.$
Hatfjeldalen	(230)	65°34′	14° 1′	56.2	2.1	2.3	− 8.1	− 7.3	4.8	− 2.5
Bronø	11	65 28	12 13	55.1	3.4	3.4	− 0.3	− 0.3	7.2	+ 6.9
Stenkjær	8	64 1	11 30	56.3	2.9	2.9	− 3.6	− 3.6	6.1	+ 2.5
Ytterøen	76	63 49	11 14	56.7	3.3	3.4	− 2.5	− 2.2	7.2	+ 5.0
Trondhjem	11	63 26	10 22	56.3	3.0	3.0	− 2.6	− 2.6	6.4	+ 3.8
Christiansund	16	63 7	7 45	55.5	4.0	4.0	+ 1.6	+ 1.7	8.5	+10.2
Aalesund	14	62 28	6 10	55.8	4.0	4.0	+ 2.3	+ 2.3	8.6	+10.9
Tonset	496	62 17	10 45	61.0	1.7	2.0	−12.1	−10.3	4.2	− 6.1
Dombesten	11	61 53	5 40	56.6	3.9	3.9	+ 1.1	+ 1.1	8.3	+ 9.4
Tonning	5	61 53	6 40	57.0	3.7	3.7	− 1.2	− 1.2	7.8	+ 6.6
Tonsaasen	629	60 49	9 38	61.0	2.1	2.6	− 8.7	− 6.4	5.4	− 1.0
Florø	8	61 36	5 2	57.0	4.1	4.1	+ 1.8	+ 1.8	8.7	+10.5
Listad	277	61 34	9 56	60.4	1.5	1.7	− 8.7	− 7.7	3.6	− 4.1
Flesje (Balestr)	5	61 10	6 32	58.5	3.5	3.5	+ 0.1	+ 0.1	7.4	+ 7.5
Rena	(230)	61 8	11 22	60.4	1.6	1.7	−11.3	−10.5	3.6	− 6.9
Lillehammer	190	61 7	10 28	60.2	1.7	1.8	− 7.9	− 7.2	3.8	− 3.4
Lærdalsøeren	5	61 6	7 29	58.3	3.0	3.0	− 1.3	− 1.3	6.4	+ 5.1
Granhejm	400	61 6	8 58	60.8	2.0	2.3	− 9.3	− 7.9	4.8	− 3.1
Biri	128	60 58	10 35	60.5	2.0	2.1	− 9.5	− 9.0	4.4	− 4.6
Hamar	140	60 48	11 4	60.5	2.3	2.4	− 7.9	− 7.4	5.0	− 2.4
Vossewangen	56	60 38	6 25	58.0	3.1	3.2	− 3.5	− 3.3	6.7	+ 3.4
Bergen	17	60 23	5 21	57.8	4.1	4.1	+ 1.2	+ 1.3	8.7	+10.0
Eidsvold	190	60 22	11 13	60.0	2.5	2.7	− 6.3	− 5.6	5.7	+ 0.1
Ullensvang	41	60 19	6 40	58.7	3.5	3.6	+ 0.1	+ 0.2	7.6	+ 7.8
Aabogen	147	60 7	12 7	60.2	2.3	2.4	− 7.7	− 7.2	5.0	− 2.2
Hole	102	60 4	10 16	60.0	1.8	1.9	− 6.9	− 6.5	4.0	− 2.5
Christiania	25	59 55	10 43	59.9	2.9	2.9	− 4.4	− 4.3	6.1	+ 1.8
Roldal	(430)	59 44	6 52	58.5	2.6	3.0	− 4.5	− 3.0	6.3	+ 3.3
Aas	92	59 40	10 46	60.0	3.0	3.1	− 4.7	− 4.4	6.5	+ 2.1
Dalen	103	59 27	7 58	60.6	2.6	2.7	− 4.1	− 3.7	5.7	+ 2.0
Valle	(317)	59 12	7 32	60.5	3.3	3.7	− 4.0	− 2.9	7.7	+ 4.8
Krappeto	107	59 9	11 37	60.2	3.2	3.3	− 4.0	− 3.6	6.9	+ 3.3
Skudesnes	4	59 9	5 16	58.7	4.5	4.5	+ 2.1	+ 2.1	9.5	+11.6
Færder	13	59 2	10 32	59.6	3.8	3.8	− 0.9	− 0.9	8.0	+ 7.1
Eg	22	58 10	7 59	60.0	3.9	3.9	− 1.0	− 0.9	8.2	+ 7.3
Oxö	11	58 4	8 4	59.9	4.1	4.1	+ 0.2	+ 0.2	8.6	+ 8.8
Mandal	17	58 2	7 27	59.8	4.0	4.0	+ 0.0	+ 0.1	8.4	+ 8.5

Januar. — Schweden.*)

				**)			***)			
Karlsuando	(330)	68°26′	22°30′	57.0	1.7	1.9	−14.7	−13.4	3.9	−9.5
Jockmock	256	66 36	19 51	58.5	1.9	2.1	−14.4	−13.4	4.3	−9.1
Haparanda	9	65 50	24 9	58.1	2.2	2.2	−11.3	−11.3	4.6	−6.7
Piteå	11	65 19	21 29	58.1	2.3	2.3	−10.1	−10.1	4.8	−5.3
Stensele	325	65 4	17 10	58.5	2.2	2.5	−11.8	−10.5	5.1	−5.4
Umeå	15	63 49	20 18	58.5	2.6	2.6	− 8.5	− 8.5	5.4	−3.1
Huså	397	63 29	13 10	58.2	2.5	2.9	− 7.7	− 6.2	6.0	−0.2
Oestersund	322	63 11	14 38	58.7	2.6	2.9	− 8.4	− 7.1	6.0	−1.1
Hernösand	15	62 38	17 57	58.9	2.8	2.8	− 6.2	− 6.2	5.9	−0.3
Sveg	344	62 2	14 23	59.6	2.6	3.0	−10.5	− 9.2	6.2	−3.0
Bjuråker	(60)	61 52	16 36	59.5	2.8	2.9	− 7.0	− 6.8	6.0	−0.8
Gefle	9	60 40	17 9	59.6	3.1	3.1	− 4.4	− 4.4	6.5	+2.1

*) Siehe S. 12. **) 1866—90. ***) 1859—89.

Station	See-höhe in m	Breite	Länge E Gr.	b_0 red. a. Meer
Falun	116	60°36′	15°38′	59.9
Upsala	24	59 52	17 38	59.7
Västeras	7	59 37	16 33	60.2
Karlstad	55	59 23	13 30	60.3
Stockholm	44	59 21	18 4	60.2
Oerebro	31	59 16	15 13	60.3
Strömstad	9	58 56	11 11	60.1
Askersund	96	58 53	14 55	60.3
Nyköping	17	58 45	17 1	60.5
Linköping	68	58 25	15 37	60.7
Skara	115	58 23	13 27	60.7
Vänersborg	54	58 23	12 20	60.5
Jönköping	95	57 47	14 11	61.0
Västervik	13	57 46	16 39	60.8
Göteborg	8	57 42	11 58	60.5
Visby	16	57 39	18 18	60.9
Växjö	168	56 53	14 49	61.5
Kalmar	9	56 40	16 22	61.6
Halmstad	10	56 40	12 52	61.3
Karlshamn	9	56 10	14 52	61.8
Kristianstad	12	56 2	14 10	61.7
Lund	38	55 42	13 12	61.3

Anlage IIb

Juli. — Skandinavische

Vardø	10	70°22′	31° 8′	59.0
Alten	13	69 58	23 15	58.5
Sydvaranger	20	69 40	30 10	58.6
Tromsø	15	69 39	18 58	58.3
Fagernes	8	68 27	17 25	58.2
Lødingen	13	68 24	16 1	58.2
Svolvær	7	68 14	14 37	57.9
Røst	8	67 31	12 9	58.2
Skomvær	20	67 24	11 54	58.5
Bodø	7	67 17	14 24	58.2
Ranen	13	66 12	13 38	58.5
Hatfjeldalen	(230)	65 34	14 1	58.1
Bronø	11	65 28	12 13	58.4
Stenkjær	8	64 1	11 30	58.0
Ytterøen	76	63 49	11 14	58.0
Trondhjem	11	63 26	10 22	58.1
Christiansund	16	63 7	7 45	58.3
Aalesund	14	62 28	6 10	58.2
Tonset	496	62 17	10 45	58.3
Dombesten	11	61 53	5 40	58.1
Tonning	5	61 53	6 40	58.0
Tonsaasen	629	60 49	9 38	57.7
Florø	8	61 36	5 2	58.3
Listad	277	61 34	9 56	56.9
Flesje (Balestr)	5	61 10	6 32	57.9
Rena	(230)	61 8	11 22	57.8
Lillehammer	190	61 7	10 28	57.0
Lærdalsøeren	5	61 6	7 29	57.6

e_h	e_o	t_h	t_o	Δt	$Ae\,T.$
3.0	3.1	−5.9	−5.5	6.5	+1.0
3.3	3.3	−4.1	−4.0	6.9	+2.9
3.3	3.3	−3.9	−3.9	6.9	+3.0
3.4	3.5	−3.4	−3.2	7.3	+4.1
3.4	3.5	−3.0	−2.8	7.3	+4.5
3.4	3.4	−3.4	−3.3	7.1	+3.8
3.7	3.7	−1.4	−1.4	7.8	+6.4
3.5	3.6	−3.3	−2.9	7.5	+4.6
3.5	3.5	−2.8	−2.8	7.3	+4.5
3.6	3.7	−2.3	−2.1	7.7	+5.6
3.8	4.0	−3.0	−2.6	8.3	+5.7
3.9	4.0	−2.1	−1.9	8.4	+6.5
3.8	4.0	−1.7	−1.3	8.4	+7.1
3.7	3.7	−1.8	−1.8	7.7	+5.9
4.2	4.2	−0.7	−0.7	8.8	+8.1
4.0	4.0	−0.5	−0.5	8.4	+7.9
3.5	3.7	−2.6	−2.0	7.7	+5.7
3.8	3.8	−1.0	−1.0	8.0	+7.0
4.0	4.0	−0.8	−0.8	8.4	+7.6
4.1	4.1	−0.5	−0.5	8.6	+8.1
4.0	4.0	−0.7	−0.7	8.4	+7.7
4.2	4.3	−0.6	−0.5	9.0	+8.5

(siehe Karte IIb)

Halbinsel. — Norwegen.

7.2	7.2	8.6	8.6	15.2	23.8
7.3	7.3	12.1	12.2	15.7	27.9
7.7	7.8	11.5	11.6	16.7	28.3
7.5	7.5	11.0	11.1	16.0	27.1
8.3	8.3	12.4	12.4	17.7	30.1
7.8	7.8	12.5	12.6	16.7	29.3
7.9	7.9	12.6	12.6	16.9	29.5
8.2	8.2	10.8	10.8	17.4	28.2
7.7	7.8	9.9	10.0	16.6	26.6
8.4	8.4	12.6	12.6	18.0	30.6
8.1	8.1	13.1	13.2	17.4	30.6
8.3	9.1	12.8	14.2	19.5	33.7
8.4	8.4	12.8	12.9	18.0	30.9
8.7	8.7	14.2	14.2	18.7	32.9
9.0	9.3	14.0	14.4	19.9	34.3
8.5	8.5	14.0	14.1	18.3	32.4
8.9	9.0	13.1	13.2	19.2	32.4
8.9	9.0	12.9	13.0	19.2	32.2
7.9	9.5	12.6	15.6	20.4	36.0
9.5	9.5	13.8	13.9	20.3	34.2
10.4	10.4	14.5	14.5	22.2	36.7
8.2	10.2	12.2	15.9	21.9	37.8
9.1	9.1	13.8	13.8	19.5	33.3
8.7	9.7	14.9	16.5	20.9	37.4
10.3	10.3	14.8	14.8	22.0	36.8
9.1	9.9	14.3	15.7	21.2	36.9
9.4	10.1	15.3	16.5	21.7	38.2
8.7	8.7	15.9	15.9	18.8	34.7

Station	See-höhe in m	Breite	Länge E Gr.	b_o red. a. Meer	e_h	e_o	t_h	t_o	Δt	$Ae\,T.$
Granhejm	400	61° 6′	8° 58′	57.5	8.7	10.1	13.7	16.1	21.7	37.8
Biri	128	60 58	10 35	57.8	9.9	10.4	15.3	16.1	22.3	38.4
Hamar	140	60 48	11 4	57.8	9.9	10.5	15.2	16.0	22.5	38.5
Vossewangen	56	60 38	6 25	58.0	9.4	9.6	14.9	15.3	20.6	35.9
Bergen	17	60 23	5 21	58.2	9.3	9.4	14.4	14.5	20.1	34.6
Eidsvold	190	60 22	11 13	57.6	9.3	10.0	14.6	15.8	21.5	37.3
Ullensvang	41	60 19	6 40	57.9	9.4	9.6	14.8	15.1	20.6	35.7
Aabogen	147	60 7	12 7	57.6	9.4	9.9	15.3	16.2	21.3	37.5
Hole	102	60 4	10 16	57.6	9.4	9.8	16.9	17.5	21.2	38.7
Christiania	25	59 55	10 43	57.6	9.9	10.0	17.0	17.2	21.6	38.8
Roldal	(430)	59 44	6 52	58.5	8.4	9.8	13.0	15.5	21.0	36.5
Aas	92	59 40	10 46	57.8	9.7	10.0	15.6	16.2	21.5	37.7
Dalen	103	59 27	7 58	57.7	9.8	10.2	15.1	15.7	21.8	37.5
Valle	(317)	59 12	7 32	57.7	9.3	10.5	14.4	16.3	22.5	38.8
Krappeto	107	59 9	11 37	58.0	9.4	9.8	15.2	15.8	21.0	36.8
Skudesnes	4	59 9	5 16	58.6	9.3	9.3	13.9	13.9	19.9	33.8
Landosund	8	59 5	10 28	57.7	10.4	10.4	16.5	16.5	22.3	38.8
Færder	13	59 2	10 32	57.7	10.4	10.5	16.4	16.5	22.5	39.0
Eg	22	58 10	7 59	58.3	10.9	11.0	15.8	15.9	23.5	39.4
Oxö	11	58 4	8 4	58.3	10.5	10.5	15.4	15.4	22.4	37.8
Mandal	17	58 2	7 27	58.3	9.9	10.0	15.8	15.9	21.5	37.4

Juli. — Schweden.

Karlsuando	(330)	68° 26′	22° 30′	57.9	7.8	8.8	12.1	14.1	18.9	33.0
Jockmock	256	66 36	19 51	57.7	8.4	9.2	14.2	15.7	19.8	35.5
Haparanda	9	65 50	24 9	57.6	9.3	9.3	14.9	14.9	20.0	34.9
Piteå	11	65 19	21 29	57.7	9.5	9.5	15.7	15.7	20.4	36.1
Stensele	325	65 4	17 10	57.3	8.8	9.9	14.0	16.0	21.3	37.3
Umeå	15	63 49	20 18	57.4	9.4	9.5	14.5	14.6	20.4	35.0
Huså	397	63 29	13 10	57.8	8.0	9.3	12.1	14.5	19.9	34.4
Oestersund	322	63 11	14 38	57.7	8.9	10.0	13.3	15.2	21.4	36.6
Hernösand	15	62 38	17 57	57.4	9.5	9.6	15.0	15.1	20.6	35.7
Sveg	344	62 2	14 23	57.5	9.1	10.3	13.9	16.0	22.1	38.1
Bjuråker	(60)	61 52	16 36	57.7	9.7	9.9	15.0	15.3	21.2	36.5
Gefle	9	60 40	17 9	57.7	10.0	10.0	15.8	15.8	21.5	37.3
Falun	116	60 36	15 38	57.7	9.8	10.3	16.3	17.0	22.2	39.2
Upsala	24	59 52	17 38	57.7	9.9	10.0	16.1	16.3	21.5	37.8
Västeras	7	59 37	16 33	57.9	9.9	9.9	16.8	16.8	21.3	38.1
Karlstad	55	59 23	13 30	57.8	10.2	10.4	17.0	17.3	22.4	39.7
Stockholm	44	59 21	18 4	58.0	10.0	10.2	16.4	16.7	21.9	38.6
Oerebro	31	59 16	15 13	58.0	10.0	10.1	16.7	16.9	21.7	38.6
Strömstad	9	58 56	11 11	58.0	10.3	10.3	17.0	17.0	22.2	39.2
Askersund	96	58 53	14 55	58.1	10.0	10.4	16.2	16.8	22.4	39.2
Nyköping	17	58 45	17 1	58.2	10.4	10.5	16.4	16.5	22.5	39.0
Linköping	68	58 25	15 37	58.3	10.3	10.6	17.3	17.7	22.8	40.5
Skara	115	58 23	13 27	58.4	10.3	10.8	15.6	16.3	23.1	39.4
Vänersborg	54	58 23	12 20	58.3	10.3	10.5	16.3	16.6	22.5	39.1
Jönköping	95	57 47	14 11	58.5	10.1	10.5	16.2	16.8	22.5	39.3
Västervik	13	57 46	16 39	58.5	10.4	10.5	16.6	16.7	22.5	39.2
Göteborg	8	57 42	11 58	58.5	10.4	10.4	16.7	16.7	22.3	39.0
Visby	16	57 39	18 18	58.6	10.9	11.0	16.1	16.2	23.5	39.7
Växjö	168	56 53	14 49	58.9	10.3	11.0	16.1	17.1	23.6	40.7

Station	See-höhe in m	Breite	Länge E Gr.	b_o red. a. Meer	e_h	e_o'	t_h	t_o	Δt	$Ae\,T.$
Kalmar	9	56°40′	16°22′	59.0	10.7	10.7	16.8	16.8	22.9	39.7
Halmstad	10	56 40	12 52	59.1	10.6	10.6	16.8	16.8	22.7	39.5
Karlshamm	9	56 10	14 52	59.3	10.5	10.5	16.6	16.6	22.5	39.1
Kristianstad	12	56 2	14 10	59.4	10.5	10.5	16.6	16.6	22.5	39.1
Lund	38	55 42	13 12	59.6	10.7	10.9	16.4	16.6	23.3	39.9

Anlage IIc (siehe Karte IIc).

Jahr. — Skandinavische Halbinsel. — Norwegen.

Vardø	10	70°22′	31° 8′	56.8	4.3	4.3	0.6	0.6	9.1	9.7
Alten	13	69 58	23 15	56.9	4.0	4.0	0.5	0.6	8.5	9.1
Sydvaranger	20	69 40	30 10	57.4	4.0	4.0	−0.9	−0.8	8.4	7.6
Tromsø	15	69 39	18 58	56.2	4.5	4.5	2.4	2.5	9.6	12.1
Fagernes	8	68 27	17 25	56.8	4.7	4.7	2.9	2.9	10.0	12.9
Lødingen	13	68 24	16 1	56.7	4.6	4.6	3.6	3.7	9.8	13.5
Svolvær	7	68 14	14 37	56.4	5.1	5.1	4.3	4.3	10.8	15.1
Røst	8	67 31	12 9	56.5	5.6	5.6	4.8	4.8	11.9	16.7
Skomvær	20	67 24	11 54	56.4	5.3	5.3	4.8	4.9	11.3	16.2
Bodø	7	67 17	14 24	56.8	5.0	5.0	4.1	4.1	10.6	14.7
Ranen	13	66 12	13 38	57.9	4.7	4.7	3.5	3.6	10.0	13.6
Hatfjeldalen	(230)	65 34	14 1	57.5	4.5	4.9	1.1	2.2	10.3	12.5
Brønø	11	65 28	12 13	57.4	5.2	5.2	5.2	5.2	11.1	16.3
Stenkjær	8	64 1	11 30	57.8	5.3	5.3	4.2	4.2	11.2	15.4
Ytterøen	76	63 49	11 14	57.9	5.3	5.5	4.7	5.1	11.7	16.8
Trondhjem	11	63 26	10 22	57.8	5 2	5.2	4.7	4.7	11.1	15.8
Christiansund	16	63 7	7 45	57.5	5.8	5.8	6.4	6.5	12.3	18.8
Aalesund	14	62 28	6 10	57.6	5.9	5.9	6.8	6.9	12.6	19.5
Tonset	496	62 17	10 45	60.0	4.3	5.2	0.0	2.4	10.9	13.3
Dombesten	11	61 53	5 40	58.0	6.0	6.0	6.4	6.4	12.7	19.1
Tonning	5	61 53	6 40	58.0	5.7	5.7	5.8	5.8	12.1	17.9
Tonsaasen	629	60 49	9 38	59.7	4.6	5.8	0.8	3.8	12.1	15.9
Florø,	8	61 36	5 2	58.2	5.9	5.9	6.9	6.9	12.6	19.5
Listad	277	61 34	9 56	59.3	4.5	5.0	2.6	3.9	10.6	14.5
Flesje (Balestr)	5	61 10	6 32	58.8	6.0	6.0	6.6	6.6	12.7	19.3
Rena	(230)	61 8	11 22	59.6	4.9	5.4	1.4	2.5	11.3	13.8
Lillehammer	190	61 7	10 28	59.2	4.9	5.3	3.2	4·1	11.2	15.3
Laerdalsøeren	5	61 6	7 29	58.8	5.2	5.2	6.4	6.4	11.1	17.5
Granhjem	400	61 6	8 58	59.5	4.7	5.4	1.8	3.7	11.4	15.1
Biri	128	60 58	10 35	59.5	5.3	5.6	2.8	3.4	11.8	15.2
Hamar	140	60 48	11 4	59.5	5.5	5.8	3.1	3.8	12.1	15.9
Vossewangen	56	60 38	6 25	58.0	5.7	5.8	5.2	5.5	12.2	17.7
Bergen	17	60 23	5 21	58.4	6.1	6.1	7.0	7.1	13.0	20.1
Eidsvold	190	60 22	11 13	59.3	5.2	5.6	3.5	4.4	11.8	16.2
Ullensvang	41	60 19	6 40	58.8	5.7	5.8	6.6	6.8	12.3	19.1
Aabogen	147	60 7	12 7	59.3	5.4	5.7	3.2	4.0	12.0	16.0
Hole	102	60 4	10 16	59.2	5.3	5.5	4.5	5.0	11.6	16.6
Christiania	25	59 55	10 43	59.2	5.6	5.7	5.5	5.6	12.1	17.7
Roldal	(430)	59 44	6 52	58.8	4.9	5.7	3.5	5.6	12.1	17.7
Aas	92	59 40	10 46	59.3	5.7	5.9	4.6	5.1	12.4	17.5
Dalen	103	59 27	7 58	59.5	5.7	5.9	4.7	5.2	12.4	17.6
Valle	317	59 12	7 32	59.5	5.2	5.9	4.2	5.7	12.5	18.2
Krappeto	107	59 9	11 37	59.3	5.8	6.0	4.7	5.2	12.6	17.8
Skudesnes	4	59 9	5 16	58.9	6.3	6.3	7.4	7.4	13.4	20.8

Station	See-höhe in m	Breite	Länge E Gr.	b red. Me
Landosund	8	59° 5′	10°28′	58
Færder	13	59 2	10 32	58
Eg	22	58 10	7 59	59
Oxö	11	58 4	8 4	59
Mandal	17	58 2	7 27	59

Jahr.

Karlsuando	(330)	68°26′	22°30′	58
Jockmock	256	66 36	19 51	58
Haparanda	9	65 50	24 9	58
Piteå	11	65 19	21 29	58
Stensele	325	65 4	17 10	58
Umeå	15	63 49	20 18	58
Huså	397	63 29	13 10	58
Oestersund	322	63 11	14 38	58
Hernösand	15	62 38	17 57	58
Sveg	344	62 2	14 23	58
Bjuräker	(60)	61 52	16 36	59
Gefle	9	60 40	17 9	59
Falun	116	60 36	15 38	59
Upsala	24	59 52	17 38	59
Västeras	7	59 37	16 33	59
Karlstad	55	59 23	13 30	59
Stockholm	44	59 21	18 4	59
Oerebro	31	59 16	15 13	59
Strömstad	9	58 56	11 11	59
Askersund	96	58 53	14 55	59
Nyköping	17	58 45	17 1	59
Linköping	68	58 25	15 37	59
Skara	115	58 23	13 27	59
Vänersborg	54	58 23	12 20	59
Jönköping	95	57 47	14 11	59
Västervik	13	57 46	16 39	59
Göteborg	8	57 42	11 58	59
Visby	16	57 39	18 18	59
Växjö	168	56 53	14 49	60
Kalmar	9	56 40	16 22	60
Halmstad	10	56 40	12 52	60
Karlshamn	9	56 10	14 52	60
Kristianstad	12	56 2	14 10	60
Lund	38	55 42	13 12	60

Anlage III

Januar.

	15°	20°	25°	30°
35° N				
e	. .	. .	. .	. .
t	. .	. .	. .	. .
b	. .	. .	. .	. .
Δt	. .	. .	. .	. .
$Ae\,T.$	. .	. .	. .	. .

e_h	e_o	t_h	t_o	Δt	$Ae\,T.$
6.1	6.1	6.6	6.6	12.9	19.5
6.4	6.4	6.8	6.9	13.5	20.4
6.6	6.7	6.5	6.6	14.1	20.7
6.5	6.5	7.0	7.0	13.7	20.7
6.3	6.3	7.0	7.1	13.3	20.4

Schweden.

3.8	4.3	−3.0	−1.4	9.0	+ 7.6
4.3	4.7	−1.3	−0.1	9.8	+ 9.7
4.7	4.7	+0.2	+0.2	9.8	+10.0
4.8	4.8	+1.4	+1.4	10.1	11.5
4.6	5.2	−0.1	+1.5	10.9	12.4
5.0	5.0	+1.5	+1.6	10.5	12.1
4.6	5.3	1.3	3.3	11.2	14.5
5.0	5.6	1.7	3.3	11.8	15.1
5.3	5.3	3.1	3.2	11.2	14.4
5.0	5.7	1.0	2.7	11.9	14.6
5.5	5.6	2.8	3.1	11.7	14.8
5.6	5.6	4.3	4.3	11.8	16.1
5.6	5.9	3.9	4.5	12.4	16.9
5.8	5.9	4.5	4.6	12.4	17.0
5.8	5.8	5.1	5.1	12.2	17.3
6.0	6.1	5.6	5.9	12.9	18.8
6.0	6.1	5.3	5.5	12.9	18.4
5.9	6.0	5.2	5.4	12.6	18.0
6.2	6.2	6.5	6.5	13.1	19.6
6.0	6.2	5.1	5.6	13.1	18.7
6.1	6.1	5.4	5.5	12.9	18.4
6.1	6.3	6.1	6.4	13.3	19.7
6.1	6.4	5.2	5.8	13.5	19.3
6.3	6.4	5.8	6.1	13.5	19.6
6.0	6.2	5.9	6.4	13.1	19.5
6.1	6.1	6.1	6.2	12.9	19.1
6.4	6.4	7.1	7.1	13.5	20.6
6.6	6.6	6.4	6.5	13.9	20.4
6.1	6.5	5.6	6.4	13.7	20.1
6.4	6.4	6.7	6.7	13.5	20.2
6.5	6.5	7.0	7.0	13.7	20.7
6.5	6.5	6.9	6.9	13.7	20.6
6.5	6.5	7.0	7.0	13.7	20.7
6.8	6.9	7.0	7.2	14.5	21.7

(siehe Karte IIIa)

Januar.

	15°	20°	25°	30°	35°	40°	45°	50°	55°
40° N									
e	. .	. .	. .	. .	. .	(5.1)	4.1	4.2	3.3
t	. .	. .	. .	. .	. .	+5.9	−0.9	+2.6	−0.2
b	. .	. .	. .	. .	. .	765	767	767	768
Δt	. .	. .	. .	. .	. .	10.2	8.0	8.3	6.4
$Ae\,T.$	. .	. .	. .	. .	. .	(+16.1)	+7.1	+10.9	+6.2
45° N									
e	. .	. .	3.5	(3.7)	4.0	3.6	3.2	2.7	2.3
t	. .	. .	−0.1	−0.8	+1.9	−0.8	−4.3	−5.4	−8.9
b	. .	. .	766	766	765	766	768	768	769
Δt	. .	. .	6.9	7.2	7.9	7.0	6.1	5.2	4.3
$Ae\,T.$	. .	. .	+6.8	+6.4	+9.8	+6.2	+1.8	−0.2	−4.6
50° N									
e	. .	. .	3.3	2.8	2.6	2.3	1.9	1.6	1.5
t	. .	. .	−4.3	−5.7	−7.4	−9.3	−11.0	−13.3	−15.2
b	. .	. .	766	766	767	768	769	770	770
Δt	. .	. .	6.3	5.4	5.1	4.3	3.5	2.9	2.7
$Ae\,T.$	. .	. .	+2.0	−0.3	−2.3	−5.0	−7.5	−10.4	−12.5
55° N									
e	4.0	3.5	3.0	2.6	2.3	2.0	1.8	1.5	1.3
t	(−0.8)	−3.1	−4.8	−7.9	−9.5	−11.5	−12.2	−13.9	−15.0
b	763	763	764	765	766	766	767	768	768
Δt	7.8	8.8	5.8	4.9	4.3	3.7	3.3	2.8	2.4
$Ae\,T.$	(+7.0)	+3.7	+1.0	−3.0	−5.2	−7.8	−8.9	−11.1	−12.6
60° N									
e	3.3	3.2	3.0	2.5	2.1	1.9	1.7	1.5	1.3
t	−4.0	−3.6	−6.2	−9.8	−11.3	−13.0	−13.7	−14.7	−18.3
b	760	760	761	762	763	764	764	765	766
Δt	6.4	6.2	5.8	4.8	3.9	3.5	3.2	2.6	9.3
$Ae\,T.$	+2.4	+2.6	−0.4	−5.0	−7.4	−9.5	−10.5	−12.1	−16.0
65° N									
e	2.7	2.5	2.3	2.0	1.8	1.7	1.5	1.4	1.2
t	−10.0	−9.9	−9.9	−11.7	−10.9	−12.8	−15.0	−16.0	−18.9
b	756	758	759	760	759	759	760	762	762
Δt	5.1	4.7	4.5	3.8	3.9	3.2	2.8	2.6	2.2
$Ae\,T.$	−4.9	−5.2	−5.4	−7.9	−7.0	−9.6	−12.2	−13.4	−16.7
70° N									
e	. .	(2.4)	(2.2)	(2.1)	(2.1)	(2.1)	(1.9)	1.5	1.3
t	. .	−9.5	−9.5	−7.3	−7.2	−8.8	(−13.0)	−15.2	−18.9
b	. .	753	754	754	755	755	756	756	757
Δt	. .	4.7	4.2	4.1	4.1	4.0	3.6	2.8	2.4
$Ae\,T.$	. .	−4.8	−5.3	−3.2	−3.1	−4.8	−9.4	−12.4	−16.5
75° N									

Januar.

	35°	40°	45°	50°	55°
35° N					
e	. .	. .	. .	(6.0)	(6.0)
t	. .	. .	. .	(+7.0)	(+8.0)
b	. .	. .	. .	(767)	(767)
Δt	. .	. .	. .	12.0	12.1
$Ae\,T.$	. .	. .	. .	+19.0	+20.1

	60°	65°	70°	75°	80°	85°	90°	95°	100°
35° N									
e	(4.9)	. .	(3.9)	. .	. .	. .	. .	. .	. .
t	(5.5)	. .	(11.0)	. .	. .	. .	. .	. .	. .
b	(768)	. .	768	. .	. .	. .	. .	. .	. .
Δt	9.8	. .	2.0	. .	. .	. .	. .	. .	. .
$Ae\,T.$	+15,3	. .	(+13.0)	. .	. .	. .	. .	. .	. .
40° N									
e	2.9	3.7	3.7	3.4	3.0	(2.8)	(2.5)	. .	. .
t	−2.0	0.0	0.5	(−0.7)	(−6.1)	(−6.3)	(−7.5)	. .	. .
b	769	769	770	771	772	774	777	. .	. .
Δt	4.9	1.2	1.2	6.6	5.7	5.3	4.7	. .	. .
$Ae\,T.$	+2.9	+7.2	+7.7	(+5.9)	(−0.4)	(−1.0)	(−2.8)	. .	. .

	60°	65°	70°	75°	80°	85°	90°	95°	100°
45° N									
e	1.9	1.8	2.1	2.2	2.2	(2.0)	(1.7)	(1.5)	(1.3)
b	−11.1	−10.5	−8.0	−6.6	−8.5	−10.0	(−11.0)	(−12.0)	(−12.5)
t	770	771	771	772	774	776	778	779	780
Δ*t*	3.5	3.9	3.9	4.2	4.1	3.7	3.1	2.6	2.4
Ae T.	−7.6	−6.6	−4.1	−2.4	−4.4	(−6.3)	(−7.9)	(−9.4)	(−10.1)
50° N									
e	1.4	1.3	1.4	1.4	1.4	1.3	1.2	1.1	0.9
t	−16.9	−17.6	−16.0	−14.8	−16.4	−18.2	−19.1	−20.4	−20.0
b	771	772	773	774	776	777	778	778	778
Δ*t*	2.5	2.3	2.5	2.5	2.5	2.3	2.1	1.9	1.6
Ae T.	−14.4	−15.3	−13.5	−12.3	−13.9	−15.9	−17.0	−18.5	−18.4
55° N									
e	1.2	1.1	1.0	1.0	1.0	1.0	0.9	0.8	0.7
t	−15.8	−18.4	−19.4	−20.0	−19.0	−19.0	−19.0	−20.0	−24.3
b	769	770	770	771	772	774	775	776	776
Δ*t*	2.2	2.0	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.7	1.2
Ae T.	−13.6	−16.4	−17.6	−18.2	−18.1	−17.2	−17.4	−18.3	−23.1
60° N									
e	1.1	1.0	0.9	0.8	0.8	0.7	0.7	0.6	0.6
t	−18.6	−19.4	−21.0	−22.3	−23.0	−24.0	−25.1	−26.4	−27.7
b	767	767	767	768	769	770	771	773	774
Δ*t*	2.0	1.8	1.6	1.4	1.4	1.2	1.2	1.1	1.0
Ae T.	−16.6	−16.6	−18.4	−20.9	−21.6	−22.8	−23.9	−25.3	−26.7
65° N									
e	1.0	0.9	0.8	0.7	0.6	0.5	0.4	0.4	0.3
t	−21.2	−24.1	−25.7	−26.4	−27.0	−27.8	−29.1	−30.9	−32.4
b	763	763	763	764	766	767	768	769	770
Δ*t*	2.8	1.6	1.4	1.2	1.0	0.9	0.7	0.7	0.5
Ae T.	−18.4	−22.5	−24.3	−25.2	−26.0	−26.9	−28.4	−30.2	−31.9
70° N									
e	1.2	1.0	0.9	0.7	0.6	0.5	0.4	0.3	0.3
t	(−22.0)	−25.4	(−27.3)	−29.0	−30.8	−32.2	−32.9	−33.9	−34.4
b	757	757	758	759	761	763	765	765	766
Δ*t*	2.2	1.8	1.6	1.2	1.0	0.2	0.7	0.5	0.4
Ae T.	−19.8	−23.6	−25.7	−27.8	−29.8	−31.2	−32.2	−33.4	−34.0
75° N									

	105°	110°	115°	120°
50° N				
e	0.7	0.6	0.6	0.5
t	−19.4	−22.3	−22.9	−23.7
b	778	778	776	775
Δ*t*	1.2	1.1	1.1	0.9
Ae T.	−18.2	−21.2	−21.8	−22.8
55° N				
e	0.5	0.5	0.4	0.3
t	−24.7	−21.7	−26.8	−28.0
b	776	777	776	776
Δ*t*	0.9	0.9	0.7	0.5
Ae T.	−23.8	−20.8	−26.1	−27.5
60° N				
e	0.5	0.4	0.2	0.2
t	−29.3	−31.0	−33.6	−36.0
b	775	776	776	776
Δ*t*	0.9	0.4	0.3	0.3
Ae T.	−28.4	−30.6	−33.3	−35.7
65° N				
e	0.3	0.2	0.1	0.1
t	−34.0	−35.1	−37.0	−40.6
b	771	772	772	773
Δ*t*	0.5	0.3	0.2	0.16
Ae T.	−33.5	−34.8	−36.8	−40.4
70° N				
e	0.2	0.2	0.1	0.1
t	−35.1	−35.9	−37.1	−38.0
b	767	767	768	768
Δ*t*	0.3	0.3	0.2	0.2
Ae T.	−34.8	−35.6	−36.9	−37.8
75° N				

Januar.

	105°	110°	115°	120°	125°	130°	135°	140°	145°
35° N									
e	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
t	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
b	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
Δ*t*	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
Ae T.	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
40° N									
e	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
t	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
b	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
Δ*t*	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
Ae T.	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
45° N									
e	. .	. .	(0.8)	(0.8)	(0.8)	0.8	0.9	1.4	. .
t	. .	. .	(−13.5)	(−13.0)	−16.0	−20.3	−17.4	−6.0	. .
b	. .	. .	775	774	772	770	767	762	. .
Δ*t*	. .	. .	1.5	1.5	1.4	1.4	1.6	1.7	. .
Ae T.	. .	. .	(−12.0)	(−11.5)	(−14.6)	−18.9	−15.8	−4.3	. .

Januar.

	150°	155°	160°	165°
35° N				
e	. .	. .	. .	. .
t	. .	. .	. .	. .
b	. .	. .	. .	. .
Δ*t*	. .	. .	. .	. .
Ae T.	. .	. .	. .	. .
40° N				
e	. .	. .	. .	. .
t	. .	. .	. .	. .
b	. .	. .	. .	. .
Δ*t*	. .	. .	. .	. .
Ae T.	. .	. .	. .	. .
45° N				
e	. .	. .	. .	. .
t	. .	. .	. .	. .
b	. .	. .	. .	. .
Δ*t*	. .	. .	. .	. .
Ae T.	. .	. .	. .	. .
50° N				
e	(1.5)	. .	. .	. .
t	−0.8	. .	. .	. .
b	756	. .	. .	. .
Δ*t*	2.9	. .	. .	. .
Ae T.	(−5.1)	. .	. .	. .

125°	130°	135°	140°	145°
0.5	0.5	0.5	0.7	(1.3)
−24.3	−25.1	−25.6	−20.0	−16.4
772	769	767	764	760
0.9	0.9	0.9	1.3	2.4
−23.4	−24.2	−24.7	−18.7	(−14.0)
0.3	0.4	0.5	0.7	0.8
(−29.0)	−28.8	−22.9	−19.8	−18.6
773	769	766	763	760
0.5	0.7	0.9	1.3	1.4
(−28.5)	−28.1	−22.0	−18.5	−17.2
0.1	0.1	0.2	0.4	0.5
−37.6	−39.2	−39.2	−30.8	−23.5
775	772	769	765	763
0.16	0.16	0.3	0.4	0.9
−37.4	−39.0	−38.1	−30.4	−29.6
0.0	0.0	0.1	0.1	0.2
−44.6	−48.1	−48.0	−44.0	−39.6
774	774	773	772	770
0.02	0.02	0.15	0.16	0.3
−44.6	−48.1	−47.9	−43.8	−39.3
0.1	(0.1)	(0.1)	(0.1)	(0.2)
−40.0	−40.8	−40.9	−40.1	−39.1
768	768	768	768	767
0.2	0.2	0.2	0.2	0.3
−39.8	(−40.6)	−40.7	(−39.9)	−38.8

Januar.

	150°	155°	160°	165°	170°	175°	180°
55°N							
e	(1.0)	(1.2)	1.5	. .	. .	. .	. .
t	−15.1	−14.0	−15.1	. .	. .	. .	. .
b	758	755	753	. .	. .	. .	. .
Δt	1.9	2.2	2.8	. .	. .	. .	. .
Ae T.	(−13.2)	(−11.8)	−12.3	. .	. .	. .	. .
60°N							
e	0.6	0.7	0.9	1.1	(1.2)	. .	. .
t	−21.1	−19.7	−19.7	−18.5	(−13.5)	. .	. .
b	762	761	760	759	758	. .	. .
Δt	1.1	1.3	1.6	2.0	2.3	. .	. .
Ae T.	−20.0	−18.4	−18.1	−16.5	(−11.2)	. .	. .
65°N							
e	0.3	0.5	0.6	0.7	0.8	(0.9)	. .
t	−36.3	−33.6	−31.1	−29.0	−26.1	−20.2	. .
b	769	768	767	766	764	762	. .
Δt	0.5	0.8	1.0	1.2	1.4	1.6	. .
Ae T.	−35.8	−32.8	−30.1	−27.8	−24.7	(−18.6)	. .
70°N							
e	(0.2)	0.3	0.3	(0.4)	. .	. .	. .
t	−37.8	−36.0	−35.2	−33.9	. .	. .	. .
b	767	766	764	763	. .	. .	. .
Δt	0.3	0.5	0.5	0.7	. .	. .	. .
Ae T.	(−37.5)	−35.5	−34.7	(−33.2)	. .	. .	. .
75°N							

Anlage IIIb (siehe Karte IIIb).

Juli.

170°	175°	180°
. .	. .	. .
. .	. .	. .
. .	. .	. .
. .	. .	. .
. .	. .	. .
. .	. .	. .
. .	. .	. .
. .	. .	. .
. .	. .	. .
. .	. .	. .
. .	. .	. .
. .	. .	. .
. .	. .	. .
. .	. .	. .
. .	. .	. .
. .	. .	. .
. .	. .	. .
. .	. .	. .
. .	. .	. .
. .	. .	. .
. .	. .	. .
. .	. .	. .

	15°	20°	25°	30°	35°	40°	45°	50°	55°
35°N									
e	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	16.7
t	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	35.5
b	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	756
Δt	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	37.63
Ae T.	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .	73.1
40°N									
e	. .	. .	. .	. .	. .	(16.2)	(16.4)	(16.5)	12.6
t	. .	. .	. .	. .	. .	28.8	30.1	25.8	27.6
b	. .	. .	. .	. .	. .	759	757	757	756
Δt	. .	. .	. .	. .	. .	35.56	36.24	35.81	28.04
Ae T.	. .	. .	. .	. .	. .	(64.4)	(66.3)	(61.6)	55.6
45°N									
e	. .	. .	(14.0)	(14.5)	13.0	14.1	14.4	(15.1)	13.4
t	. .	. .	22.7	22.0	23.5	24.0	24.8	25.5	25.6
b	. .	. .	760	759	759	758	758	757	756
Δt	. .	. .	30.20	31.18	28.30	30.65	31.39	32.49	29.48
Ae T.	. .	. .	(52.9)	(53.2)	51.8	54.6	56.2	58.0	55.1
50°N									
e	(12.0)	12.7	13.6	12.9	12.7	11.9	11.5	11.7	12.0
t	(20.0)	20.0	19.9	20.6	21.6	22.3	23.5	23.7	23.6
b	761	761	760	759	759	758	758	757	757
Δt	25.82	27.25	29.10	27.76	27.38	25.88	25.11	25.69	26.31
Ae T.	(45.8)	47.2	49.0	48.4	49.0	48.2	48.6	49.4	49.9

	15°	20°	25°	30°	35°	40°	45°	50°	55°
55° N									
e	(10.9)	(10.9)	12.0	12.3	12.4	12.4	12.4	12.5	12.5
t	(17.0)	17.3	18.9	19.0	19.7	20.4	20.6	20.5	20.1
b	760	760	759	759	758	758	758	757	757
Δt	23.32	23.35	25.77	26.40	26.70	26.90	26.80	27.03	26.98
Ae T.	(40.3)	(40.6)	44.7	45.4	46.4	47.3	47.4	47.5	47.0
60° N									
e	(10.4)	(10.1)	11.0	10.7	11.3	11.7	11.8	11.7	11.7
t	(16.0)	15.8	16.4	17.4	18.2	18.6	18.9	18.6	18.3
b	758	758	758	750	758	758	758	757	757
Δt	22.30	21.65	23.54	23.02	24.33	25.18	25.48	25.21	25.18
Ae T.	(38.3)	(37.4)	39.9	40.4	42.5	43.8	44.4	43.8	43.5
65° N									
e	(10.0)	9.4	9.5	9.7	9.1	9.5	9·8	9.9	10.0
t	(15.6)	16.0	16.0	16.1	14.0	14.8	15.9	15.7	15.5
b	758	750	758	758	758	758	758	758	757
Δt	21.44	20.24	20.45	20.87	12.48	20.36	21.05	21.23	21.45
Ae T.	(37.0)	36.2	36.4	37.0	33.5	35.5	36.9	36.9	36.9
70° N									
e	. .	. .	(8.8)	(8.2)	6.9	(6.7)	(6.6)	(6.6)	6.6
t	. .	. .	12.0	10.1	7.2	(7.4)	(6.9)	(6.0)	(4.0)
b	. .	. .	758	758	758	758	758	758	758
Δt	. .	. .	18.73	17.37	14.61	14.19	13.96	13.91	13.80
Ae T.	. .	. .	(30.7)	(27.5)	22.5	(21.6)	(20.9)	(19.9)	(17.8)
75° N									

Juli.

	60°	65°	70°	75°	80°	85°	90°	95°	100°
35° N									
e	(12.9)	12.1	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
t	(35.0)	34.5	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
b	754	753	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
Δt	29.61	27.78	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
Ae T.	(64.6)	62.3	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
40° N									
e	(9.0)	13.2	(15.0)	12.0	. .	. .	. .	. .	. .
t	29.6	30.0	30.5	31.4	. .	. .	. .	. .	. .
b	755	753	753	75.2	. .	. .	. .	. .	. .
Δt	20.57	29.67	35.56	27.30	. .	. .	. .	. .	. .
Ae T.	(50.2)	59.7	(66.1)	58.7	. .	. .	. .	. .	. .
45° N									
e	12.0	10.5	11.6	12.8	13.1	. .	. .	. .	. .
t	25.0	26.5	26.7	25.9	27.1	. .	. .	. .	. .
b	755	754	754	754	754	. .	. .	. .	. .
Δt	26.52	23.55	25.90	28.33	29.09	. .	. .	. .	. .
Ae T.	51.5	50.0	52.6	54.2	56.2	. .	. .	. .	. .
50° N									
e	11.4	11.0	11.0	11.0	11.0	. .	. .	. .	. .
t	23.6	23.9	24.0	24.0	23.6	. .	. .	. .	. .
b	756	756	756	756	755	. .	. .	. .	. .
Δt	25.10	24.30	24.31	24.31	24.31	. .	. .	. .	. .
Ae T.	48.7	48.2	48.3	48.3	47.9	. .	. .	. .	. .
55° N									
e	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	. .	. .	. .	12.0
t	19.9	20.1	20.4	20.5	20.0	. .	. .	. .	22.0
b	757	756	756	756	756	. .	. .	. .	755
Δt	25 94	25.99	26.02	26.03	25.98	. .	. .	. .	26.22
Ae T.	45.8	46.1	46.4	46.5	46.0	. .	. .	. .	48.2

	60°	65°	70°	75°
60° N				
e	11.4	11.2	11.1	11.0
t	18.2	18.3	18.4	18.4
b	757	757	756	756
Δt	24.55	24.15	23.98	23.79
Ae T.	42.7	42.4	42.4	42.2
65° N				
e	10.0	10.0	9.3	9.8
t	15.5	15.5	15.6	15.7
b	757	757	757	756
Δt	21.45	21.45	20.04	21.09
Ae T.	36.9	36.9	35.6	36.8
70° N				
e	6.7	6.7	6.4	6.3
t	4.5	6.1	10.0	11.3
b	758	757	757	757
Δt	14.02	14.13	13.75	13.61
Ae T.	18.5	20.2	23.7	24.9
75° N				

Juli.

	105°	110°	115°	120°
35° N				
e	. .	. .	. .	. .
t	. .	. .	. .	. .
b	. .	. .	. .	. .
Δt	. .	. .	. .	. .
Ae T.	. .	. .	. .	. .
40° N				
e	. .	. .	. .	. .
t	. .	. .	. .	. .
b	. .	. .	. .	. .
Δt	. .	. .	. .	. .
Ae T.	. .	. .	. .	. .
45° N				
e	(14.0)	. .	. .	. .
t	28.0	. .	. .	. .
b	752	. .	. .	. .
Δt	31.16	. .	. .	. .
Ae T.	(59.2)	. .	. .	. .
50° N				
e	13.2	13.9	. .	(14.7)
t	24.3	24.4	. .	23.0
b	754	753	. .	753
Δt	29.00	30.49	. .	31.97
Ae T.	53.3	54.9	. .	(55.0)
55° N				
e	12.0	12.3	12.5	12.8
t	20.8	19.3	21.7	21.0
b	755	754	754	754
Δt	26.10	26.61	27.27	27.80
Ae T.	46.9	45.9	49.0	48.8

80°	85°	90°	95°	100°		105°	110°	115°	120°	125°	130°	135°	140°	145°
					60° N									
11.1	11.2	11.2	11.3	11.3	*e*	11.3	11.3	11.7	11.5	11.6	11.6	10.8	9.5	9.0
10.5	19.4	19.0	19.4	19.0	*t*	19.6	19.2	19.1	18.5	20.0	19.3	18.8	14.9	12.6
756	755	755	755	755	*b*	755	754	754	754	754	754	755	756	757
23.99	24.33	24.29	24.54	24.56	Δt	24.56	24.55	25.36	24.87	25.24	25.17	23.43	20.42	19.19
42.5	43.7	43.3	43.9	44.2	*Ae T.*	44.2	43.7	44.5	43.4	45.2	44.5	42.2	35.3	31.8
					65° N									
9.8	9.8	9.8	10.0	10.0	*e*	10.1	10.2	10.2	10.2	10.2	10.0	9·8	9.6	9.2
15.8	15.8	15.8	15.7	15.6	*t*	15.4	15.4	18.0	16.7	18.2	18.3	18.2	17.8	17.0
756	755	754	754	754	*b*	754	754	754	754	754	754	754	754	755
21.10	21.13	21.18	21.56	21.56	Δt	21.73	21.94	22.17	22.04	22.18	21.79	21.36	20.91	20.00
36.9	36.9	37.0	37.3	37.2	*Ae T.*	37.1	37.3	40.2	38.7	40.4	40.1	39.6	38.7	37.0
					70° N									
6.6	7.0	7.5	7.8	8.0	*e*	8.0	8.0	7.7	7.8	7.4	7.1	7.0	7.0	(6.9)
11.9	11.0	12.0	12.0	12.0	*t*	12.0	12.0	12.3	12.0	12.6	13.0	13.1	12.7	12.7
756	756	755	754	754	*b*	754	754	754	755	755	755	755	755	756
14.28	15.12	16.17	16.79	17.20	Δt	17.20	17.20	16.60	16.77	15.98	15.75	15.20	15.18	14.95
26.2	27.1	28.2	28.8	29.2	*Ae T.*	29.2	29.2	28.9	28.8	28.6	28.7	28.3	27.9	27.6
					75° N									

Juli.

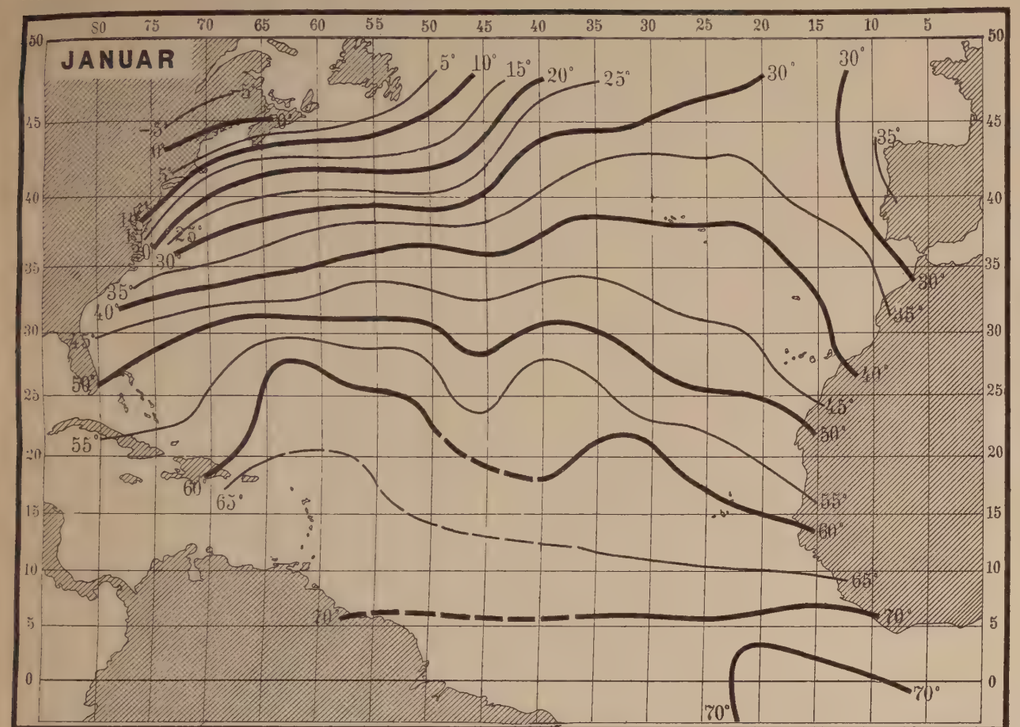
Juli.

125°	130°	135°	140°	145°		150°	155°	160°	165°	170°	175°	180°
					35° N							
. .	. .	. .	. .	. .	*e*	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
. .	. .	. .	. .	. .	*t*	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
. .	. .	. .	. .	. .	*b*	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
. .	. .	. .	. .	. .	Δt	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
. .	. .	. .	. .	. .	*Ae T.*	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
					40° N							
. .	. .	. .	. .	. .	*e*	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
. .	. .	. .	. .	. .	*t*	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
. .	. .	. .	. .	. .	*b*	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
. .	. .	. .	. .	. .	Δt	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
. .	. .	. .	. .	. .	*Ae T.*	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
					45° N							
. .	(15.4)	14.2	(12.6)	. .	*e*	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
. .	21.1	19.7	16.8	. .	*t*	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
. .	756	756	757	. .	*b*	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
. .	32.43	31.44	26.86	. .	Δt	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
. .	(53.5)	51.1	(43.5)	. .	*Ae T.*	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
					50° N							
14.8	14.8	14.1	12.4	(11.6)	*e*	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
22.5	21.7	20.4	17.1	13.6	*t*	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
754	755	756	756	757	*b*	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
32.08	31.94	29.96	26.49	24.50	Δt	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
54.6	53.6	50.4	43.6	38.1	*Ae T.*	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
					55° N							
12.7	12.5	11.7	(11.0)	. .	*e*	. .	9.5	10.0	. .	. .	. .	. .
20.9	19.7	16.4	13.9	. .	*t*	. .	14.0	16.0	. .	. .	. .	. .
754	755	756	756	. .	*b*	. .	759	759	. .	. .	. .	. .
27.60	27.01	25.02	23.37	. .	Δt	. .	20.26	21.59	. .	. .	. .	. .
48.5	46.7	41.4	37.3	. .	*Ae T.*	. .	34.3	37.6	. .	. .	. .	. .

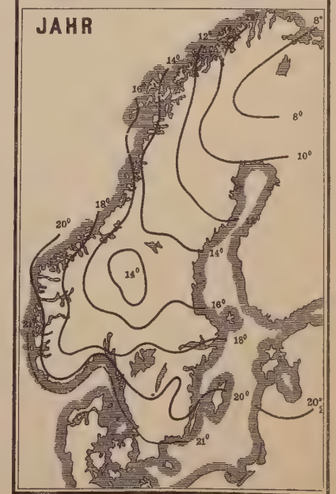
	150°	155°	160°	165°	170°	175°	180°
60°N							
e	8.6	8.5	8.5	(9.0)	(9.0)	(8.5)	. .
t	11.6	11.0	11.0	10.9	10.6	9.6	. .
b	757	757	757	758	758	758	. .
Δt	18.32	18.07	18.07	19.04	19.02	17.94	. .
Ae T.	29.9	29.1	29.1	29.9	29.6	27.5	. .
65°N							
e	9.0	9.0	9.0	9.0	8.4	7.5	. .
t	16.3	15.7	15.1	14.5	14.0	10.8	. .
b	755	755	756	756	757	758	. .
Δt	19.53	20.87	20.80	19.36	18.08	16.02	. .
Ae T.	35.8	36.5	35.9	33.9	22.1	26.8	. .
70°N							
e	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
t	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
b	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
Δt	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
Ae T.	. .	. .	. .	. .	. .	. .	. .
75°N							

Aus dem Archiv der Deutschen Seewarte 1906, Nr. 2.

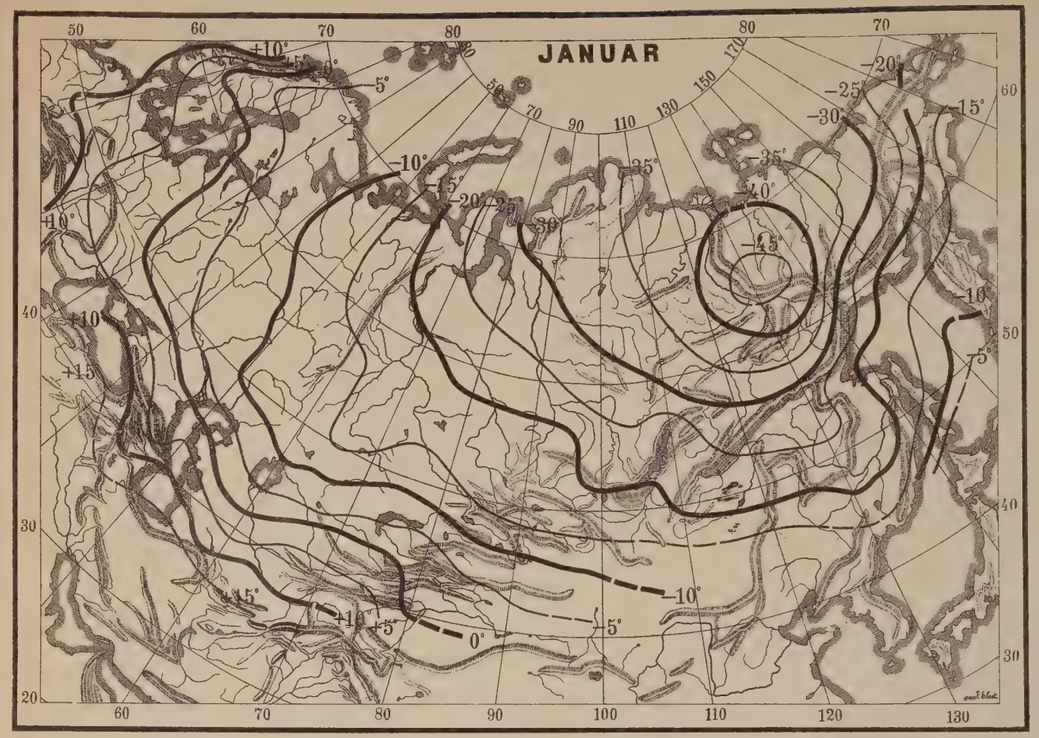
Darstellung der wahren Wärmeverteilung durch Kurven Äquivalenter Temperatur.

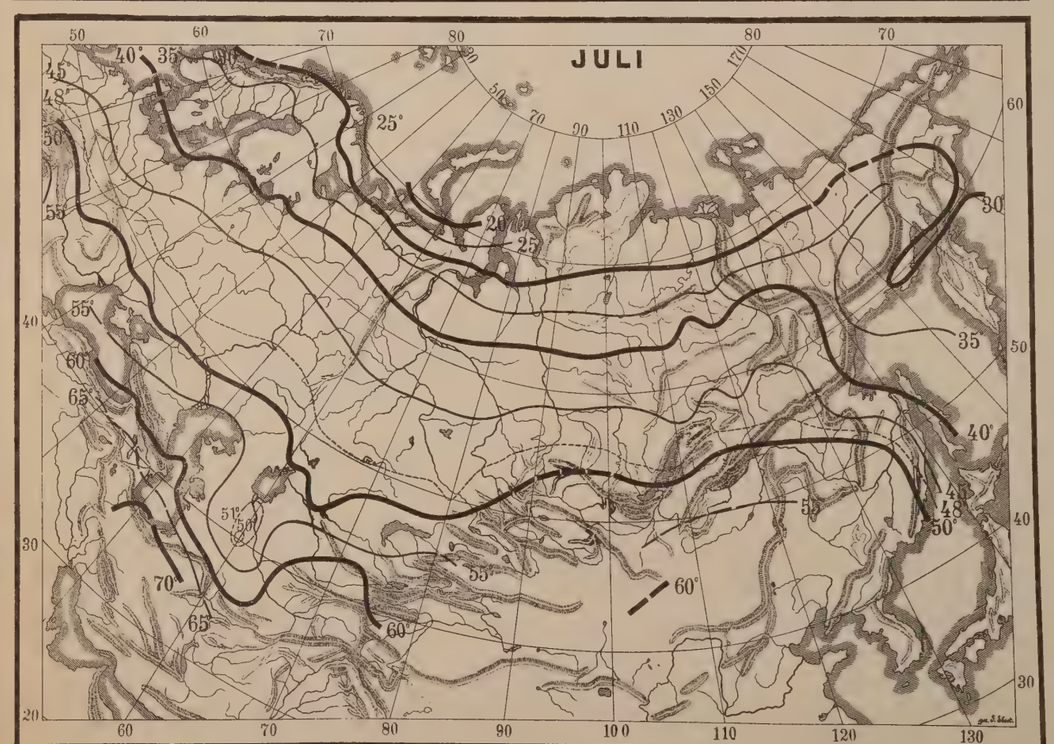


Karte I a, I b.



Karte II a, II b, II c.





Karte III a, III b.

Kurven zur Erläuterung des Verlaufs der Äquivalenten Temperatur.

Fig. 1 Verlauf der Äquivalenten Temperatur ÄT und der Wärmemenge Q, sowie des Temperaturzuwachses △t mit der Temperatur t für die mit Wasserdampf gesättigte Luft unter Normaldruck.

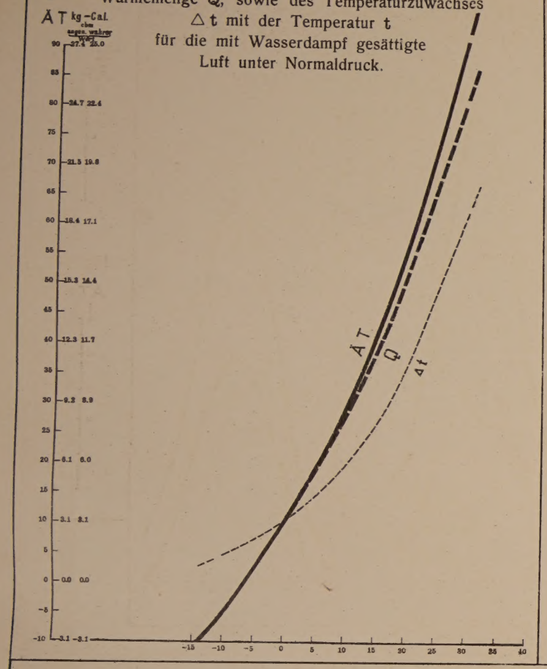
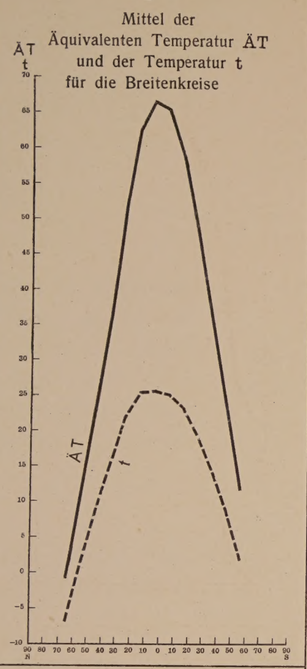


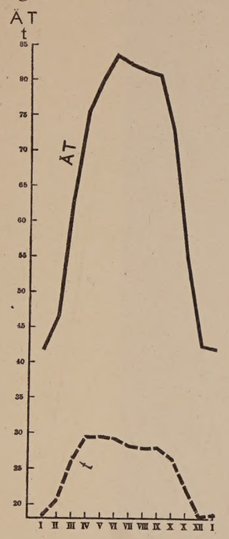
Fig. 2 Mittel der Äquivalenten Temperatur ÄT und der Temperatur t für die Breitenkreise



Jährlicher Gang der Äquivalenten Temperatur ÄT und der Temperatur t

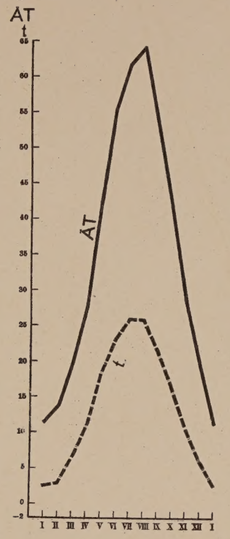
zu Calcutta

Fig. 6



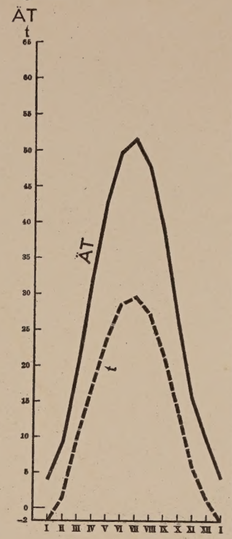
$\varphi = 40^0$ N, $\lambda = 50^0$ Ost (Westküste des Kaspisees)

Fig. 7a



$\varphi = 40^0$ N, $\lambda = 60^0$ Ost (Wüste Kara Kum)

Fig. 7b



Täglicher Gang der Äquivalenten Temperatur ÄT und der Temperatur t

zu Potsdam

Fig. 8a Monat Januar

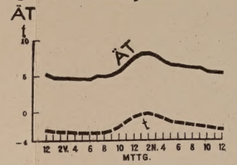
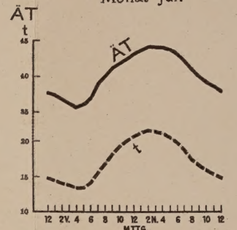


Fig. 8b Monat Juli



zu Aden

Fig. 9a Monat Januar

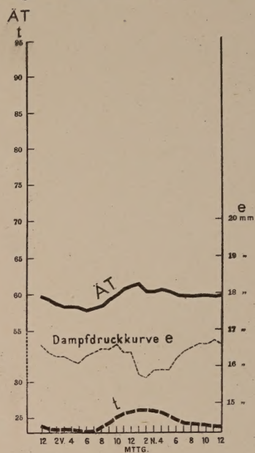
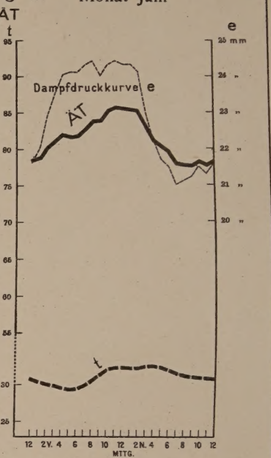


Fig. 9b Monat Juni



Zustandskurven der Äquivalenten Temperatur ÄT und der Temperatur t während eines Föhns (Gotthardstraße)

Fig. 13a 7. März

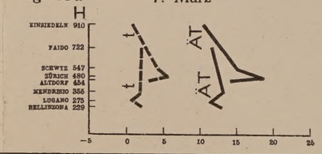


Fig. 13b 8. März

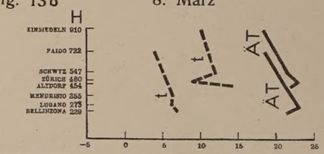
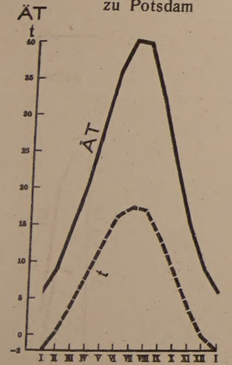


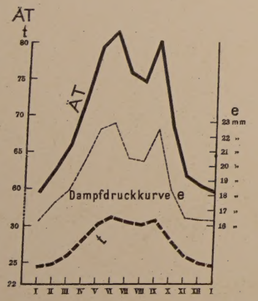
Fig. 3 Jährlicher Gang der Äquivalenten Temperatur ÄT und der Temperatur t

zu Potsdam



zu Aden

Fig. 4



zu Batavia

Fig. 5

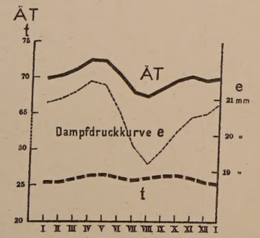
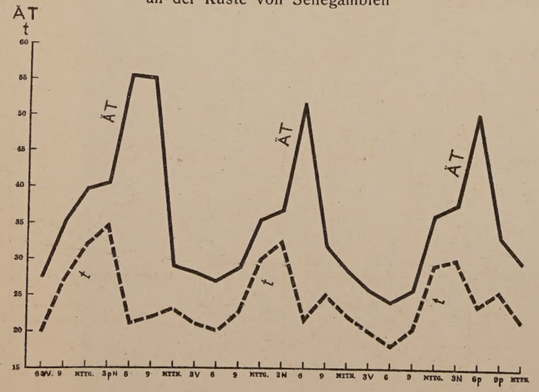


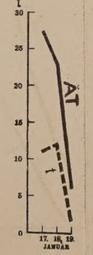
Fig. 10 Täglicher Gang der Äquivalenten Temperatur ÄT und der Temperatur t an der Küste von Senegambien



Verlauf der Äquivalenten Temperatur ÄT und der Temperatur t

während einer Bora in Lesina

Fig. 11



während eines Föhns in 500 m Höhe (Gotthardstraße).

Fig. 12a 7. März

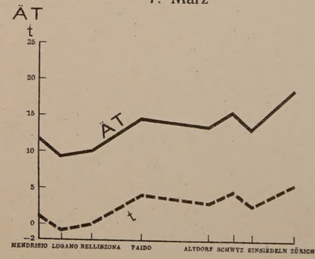
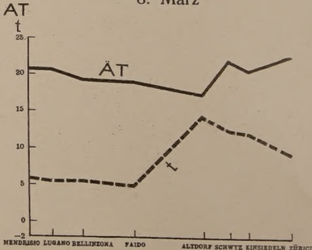


Fig. 12b 8. März



Lebenslauf.

Am 7. März 1881 wurde ich, Walter Knoche, als Sohn des Fabrikbesitzers M. Knoche in Berlin geboren. Meine Vorbildung erhielt ich auf dem Askanischen Gymnasium und der Friedrich Werderschen Oberrealschule zu Berlin, die ich Ostern 1902 mit dem Zeugnis der Reife verließ. Dem Studium der Naturwissenschaften widmete ich mich im ersten Semester an der Universität Genf, in den folgenden fünf an der Kgl. Friedrich-Wilhelms-Universität hierselbst. Meine Dissertation vollendete ich im hiesigen Kgl. Meteorologischen Institute.

Ich besuchte die Vorlesungen:

In Genf von: Bouvier, Chodat, Guy.

In Berlin von: v. Bezold, Dilthey, Fischer, Helmert, Hettner, Lummer, Meinardus, Pringsheim, v. Richthofen, Schaefer, Schumann, Slaby, Stumpf, Warburg, Zimmermann.

Meine Promotionsprüfung bestand ich am 31. Juli 1905.